

Gabriel Ovidiu IANCU

# PETROLOGIE METAMORFICĂ

# CUPRINS

# CUVÂNT ÎNAINTE

Textul de *Petrologie Metamorfică* elaborat de domnul conferenţiar universitar dr. Ovidiu Gabriel Iancu poate fi privit ca o aducere la zi a problematicii atât de complexe a terenurilor metamorfice. El demonstrează o bună înţelegere din partea autorului a proceselor fizice şi chimice care determină metamorfismul. Se fac referiri la termenii utilizaţi, la tipurile de metamorfism în funcţie de setting-urile tectonice specifice, la deformare, la transformările mineralogice dependente de factorii metamorfismului, la geobarometrie şi geotermometrie, la geocronologie. Multe dintre capitolele textului constituie în literatura de specialitate tratate de sine stătătoare. Este meritul autorului de a fi izbutit ca într-un număr relativ redus de pagini să rezume coerent şi pe înţeles ceea ce este altfel descris în multe mii de pagini. Remarc în mod deosebit capitolele de geotermometrie şi geobarometrie, metode care pot extrage din registrul geologic factorii metamorfismului la un moment dat. De asemenea, semnificaţia traseelor P-T-t este corect redată, precum şi înţelesul termenilor de monometamorfism, metamorfism polifazic, polimetamorfism. metamorfism retrograd etc.

Opinez că textul în discuţie reprezintă un instrument util pentru geologii şi geochimiştii preocupaţi de metamorfism, în sensul că poate da o orientare rapidă spre literatura subiectului de interes, dar mai ales este un abecedar de mare valoare pentru studenţi, punându-i în contact direct cu „miezul“ fierbinte al petrologiei rocilor metamorfice.

Îl felicit pe autor pentru modul în care s-a descurcat într-un câmp atât de vast şi pentru claritatea cu care a reuşit să lege într-un concept unitar o atât de mare diversitate de probleme.

**Prof. dr. Ioan BALINTONI**
*Universitatea „Babeş-Bolyai“ Cluj-Napoca*
*Facultatea de Biologie şi Geologie*
*Catedra de Mineralogie*

# INTRODUCERE

*Petrologia Metamorfică* este o disciplină obligatorie din planul de învățământ al specializărilor Geochimie şi Inginerie Geologică din cadrul facultăților de profil din țara noastră. Cunoaşterea tematicilor abordate în cadrul acestei materii este însă utilă şi celor interesați de abordarea terenurilor cristaline. Cu siguranță, materialul prezentat aici nu cuprinde întreaga tematică a metamorfismului, o parte din subiectele ce lipsesc fiind prezentate, în detaliu, în cadrul orelor de lucrări practice (cum este cazul conținuturilor geochimice de elemente majore sau urmă şi al chemografiei rocilor metamorfice – reprezentarea grafică pe diverse tipuri de diagrame, în vederea stabilirii compoziției sau genezei rocilor).

Paginile care urmează reprezintă rodul a numeroase studii şi documentări de teren sau laborator începute la sfârşitul anului 1990, când am fost numit prin concurs cadru didactic la Catedra de Mineralogie şi Geochimie a Universității „Al. I. Cuza" Iaşi. Deşi mi-am susținut doctoratul într-o regiune alcătuită din roci cristaline, situată în NV Carpaților Meridionali, sub îndrumarea domnului profesor dr. Viorel Erhan, de la care am preluat apoi şi acest curs, am reuşit să pătrund problematica destul de diversă a rocilor metamorfice după câteva stagii de specializare în Japonia, Anglia, Italia sau Austria.

În demersul de a scrie în premieră un curs de Petrologie Metamorfică la Universitatea „Al. I. Cuza" Iaşi, am beneficiat de experiența mai multor specialişti români sau străini. Sunt îndatorat domnului academician Radu Dimitrescu, căruia îi exprim gratitudinea pentru numeroasele îndrumări şi discuții despre unele subiecte din această carte. De un real folos mi-au fost şi sfaturile domnului profesor dr. Roberto Compagnoni de la Universitatea Torino, cu care am avut privilegiul de a face câteva aplicații practice în masivele Mont Blanc, Monte Rosa, Gran Paradiso, dar şi în alte regiuni extrem de importante din Alpii Vestici. Domnul Compagnoni, care este, de altfel, şi Profesor de Onoare al Universității „Al. I. Cuza" din Iaşi, mi-a oferit, de asemenea, posibilitatea de a studia în Italia, prin intermediul unor metode de investigație extrem de performante, microdiamantele metamorfice din Masivul Kokchetav din Kazahstan, minerale formate în urma metamorfismului de presiune ultraînaltă, la o adâncime de peste 120 km.

Sunt foarte obligat, de asemenea, celui care m-a inițiat în tainele metamorfismului de şoc, prof. dr. Yasunori Miura de la Universitatea

Yamaguchi, care mi-a coordonat activitatea de cercetare ştiinţifică pe timpul specializării făcute în Japonia timp de 2 ani, între 1993 şi 1995, şi alături de care am efectuat şi unele studii de teren în zona craterelor de impact Ries şi Steinheim din Germania. În aceste regiuni, au fost descrise, de altfel, două minerale noi, precum coesitul ($SiO_2$) şi chaoitul (C), întâlnite ulterior şi în ariile exploziilor nucleare sau, cazul coesitului, şi în roci metamorfice de mare profunzime.

Sunt, de asemenea, recunoscător pentru îndrumările privind modul de abordare al unor probleme dezbătute în cele ce urmează, unor reputaţi profesori sau cercetători de peste hotare care, prin intermediul contactelor personale avute, mi-au oferit, cu deosebită amabilitate, sugestii şi lucrări de specialitate necesare în lămurirea unor aspecte discutate în curs: prof. dr. Constantin Cocârţă de la Universitatea Tours (Franţa), prof. dr. Frank Spear de la Institutul Politehnic Rensselaer (SUA), prof. dr. Wallace G. Ernst de la Universitatea Stanford (SUA), prof. dr. Cees Paschier de la Universitatea Mainz (Germania), prof. dr. Kurt Bucher de la Universitatea Freiburg (Germania), prof. dr. Bernard E. Leake de la Universitatea Glasgow (Scoţia), prof. dr. Ernie Rutter şi prof. dr. Kate Brodie de la Universitatea „Victoria" din Manchester, prof. dr. Friedrich Koller de la Universitatea Viena şi dr. Franz Brandtstaetter de la Muzeul de Ştiinţe Naturale din Viena (Austria).

Mulţumesc foarte mult domnului profesor dr. Ioan Balintoni de la Universitatea „Babeş-Bolyai" Cluj-Napoca, domnului profesor dr. Titus Murariu şi domnului conferenţiar dr. Nicolae Buzgar de la Universitatea „Al. I. Cuza" Iaşi pentru amabilitatea de a fi recenzat manuscrisul cursului şi pentru sugestiile făcute în scopul îmbunătăţirii calităţii materialului prezentat.

Nu în ultimul rând, doresc să precizez că la forma finală a materialului ce urmează au contribuit şi unii studenţii de excepţie ai Departamentului de Geologie şi Geochimie de la Universitatea „Al. I. Cuza" Iaşi care, în urma discuţiilor şi observaţiilor avute în timpul prelegerilor sau în teren, m-au determinat să structurez materia prezentată, astfel încât să fie mai uşor accesibilă.

# 1. DEFINIȚIA METAMORFISMULUI

**Metamorfismul** reprezintă ansamblul proceselor endogene care determină transformarea rocilor preexistente în edificii petrografice cu trăsături mineralogice și structural-texturale specifice noilor condiții termobarice și chimice în care acestea sunt antrenate (*Anastasiu et al.*, 1998). În esență, **metamorfismul** este o transformare în stare solidă, în care reorganizarea materialului primar se face prin diferențiere, blasteză (recristalizare), care implică transport de masă care se poate realiza prin difuzie, circulație de fluide și metasomatoză.

***Observație*:**

*Diferențierea poate fi un rezultat al blastezei sau al segregării mecanice.*

**Metamorfismul** este un proces care duce la schimbări în mineralogia și/sau structura și/sau compoziția chimică a unei roci. Aceste schimbări se produc datorită condițiilor fizice și/sau chimice care diferă de acelea care apar în mod normal la suprafața planetei și în zonele de cementare sau diageneză de sub suprafața acesteia și pot coexista cu topirea parțială (IUGS-Subcomisia Internațională de Sistematică a Rocilor Metamorfice)

O altă definiție dată a **metamorfismului:** ansamblul transformărilor **mineralogice** și **structurale** ale unei roci, **în stare solidă**, ca răspuns la schimbările valorilor presiunii – P, temperaturii – T și compoziției chimice – X (sunt excluse în general transformările care se referă la domeniile alterării superficiale și diagenezei).

În tabelul nr. 1, este prezentată abundența rocilor metamorfice în crusta terestră.

**Tabelul nr. 1.** Abundența rocilor în crusta terestră (după *Carmichael*, 1989)

| Tipuri de roci | Volumul (%) |
|---|---|
| Roci magmatice | 64,7 |
| Roci sedimentare | 7,9 |
| Roci metamorfice | 27,4 |

# 2. TIPURI DE METAMORFISM

## CRITERII DE CLASIFICARE

**1. Extinderea proceselor metamorfice:**
Metamorfism regional (orogenic, de îngropare, de fund oceanic), Metamorfism local (termic, de dislocare, de impact = şoc)

**2. Mediul geologic**: centuri orogene, bazine sedimentare crustă oceanică, zone de concentrare a strainului, aureolele rocilor magmatice, talpa pânzelor ofiolitice

**3. Factorul metamorfic principal** (T, P, $P_{H2O}$, Stressul deviatoric, Deformarea):
Metamorfism termic, Metamorfism de dislocare, Metamorfism de îngropare etc.

**4. Cauza particulară a unui metamorfism specific:**
Impact meteoriţilor (asteroizilor), Circulaţia hidrotermală, Combustia unui caustobiolit, Căderea trăsnetului, Intruziunile magmatice

**5. Dacă a rezultat dintr-un eveniment singular sau multiplu:**
Monometamorfism, Polimetamorfism

**6. Dacă metamorfismul a acompaniat creşterea sau descreşterea de temperatură:**
Metamorfism prograd, Metamorfism retrograd

**1.A. Metamorfism regional**: metamorfism cu extindere regională, care afectează un volum mare de roci şi este asociat cu procese tectonice de mare amploare, precum orogeneza, riftogeneza, îngroşarea crustală asociată coliziunii, subsidenţa unor bazine de sedimentare etc.

Au fost separate trei tipuri principale de metamorfism regional:

**a. Metamorfism orogenic**
**b. Metamorfism de îngropare**
**c. Metamorfism de fund oceanic**

**1.B. Metamorfism local:** un tip de metamorfism ce se desfăşoară pe arii restrânse, care poate fi atribuit unei cauze locale, precum: intruziune magmatică, faliere sau impact meteoritic.

Dacă metamorfismul, chiar de extindere foarte mare, este asociat unei surse particulare (o intruziune magmatică), sau este restrâns la o anumită zonă (dislocare), este considerat localAu fost separate patru tipuri principale de metamorfism local:

**a. Metamorfism de contact**
**b. Metamorfism cataclastic**
**c. Metamorfism de impact**
**d. Metamorfism hidrotermal**

**1. A. Metamorfismul regional**

**a. M. orogenic (= M. dinamo-termic)** este tipul de metamorfism asociat cu dezvoltarea centurilor orogenice în zonele marginilor active de plăci *convergente*

***a.1. M. orogenic asociat zonelor de subducție*** (*Bucher și Frey*, 2002)

**Caracteristici:**

**Cadrul geologic**: apare în centuri orogenice de mare extindere ca fază timpurie a metamorfismului orogenic;

**Regimul**: dinamic; asociat în general cu șariaje;

**Temperatură**: 150-700 °C (>700 °C în cazul subducțiilor profunde);

**Presiune litostatică**: 2-60 kbari pentru rocile crustale;

**Gradienți de temperatură**: 5-12 °C/km (pe verticală) în funcție de viteza de subducție;

**Produsele caracteristice** : ardezii, filite, șisturi, șisturi verzi, gnaise, amfibolite, migmatite, marmure, cuarțite, granulite;

**Procese:** asociate cu subducția litosferei oceanice (ofiolite) și parțial cu a rocilor continentale.

***a.2. M. orogenic asociat zonelor de coliziune*** (*Bucher și Frey*, 2002)

***Caracteristici***:

**Cadrul geologic**: apare în centuri orogenice ca fază terminală a metamorfismului orogenic;

**Regimul**: Dinamic; asociat, în general, cu deformări de fază, foliații și cutări;

**Temperatură**: 150-850 °C (maximum 1050 °C);

**Presiune litostatică**: 2-10 kbari (până la 14 kbari în unele centuri de coliziune);

**Gradienți de temperatură**: 12-60 °C/km (pe verticală) în funcție de activitatea magmatică asociată;

**Produsele caracteristice** : șisturi albastre, eclogite, serpentinite;

**Procese:** coliziune continent-continent, îngroșare litosferică, compresie și încălzire.

*Observații:*

• exemple de centuri orogenice: Cordilierii, Alpii, Anzii etc.)

• ridicarea (exhumarea) este însoțită de eroziune

• gradul de metamorfism (T) crește spre „miezul" orogenic

• cele mai multe centuri orogenice prezintă mai multe episoade de deformare și metamorfism – roci polimetamorfice • în zona centrală a centurilor orogenice sunt prezente batolite.

**b. Metamorfism de îngropare**

Un tip de metamorfism cu extindere regională care afectează roci îngropate la mari adâncimi, sub stive vulcanogen-sedimentare și care, de obicei, nu este asociat cu deformarea sau cu magmatismul.

Este un metamorfism de grad scăzut în bazine sedimentare intra-continentale cu rată ridicată de subsidență, depărtate de marginile de placă .

*Caracteristici*:

• metamorfism de acest tip apare de exemplu în Sinclinalul Southland (Noua Zeelandă), Estul Australiei, Japonia, Chile.

• deformarea este puțin intensă

• nu există intruziuni magmatice asociate

• condiții PT: trecere continuă de la condițiile diagenezei la condițiile formării zeoliților, prehnitului, pumpellyitului, laumontitului etc.

• rocile rezultate sunt parțial sau complet recristalizate și nu au șistozitate

• implică temperaturi de la foarte scăzute la medii și raporturi P/T de la scăzute la medii

• marginile pasive de placă devin frecvent active și M. de îngropare poate fi urmat de M. orogenic

**c. Metamorfismul de fund oceanic**: este un tip de metamorfism de extindere regională asociat unui gradient geotermic abrupt, care afectează crusta oceanică în zona dorsalelor oceanice.*Caracteristici*:

**Cadrul geologic**: apare în crusta oceanică și mantaua superioară

**Regimul**: ± Static; asociat zonelor de rift oceanic, intense fracturi și injecții și lipsa foliației

**Temperatură**: 150-500 °C (> 500 °C în apropierea magmelor)

**Presiune litostatică**: < 3 kbari

**Gradienți de temperatură**: 50-500 °C/km (pe verticală sau orizontală)

**Produsele caracteristice** : metabazalte, metagabbrouri, serpentinite; se păstrează de regulă fabricul protolitului

**Procese:** încălzire datorată ridicării astenosferei şi intruziunii magmelor mafice în zona dorsalelor oceanice, combinată cu circulaţia apei marine prin rocile fierbinţi fracturate în regim extensional

*Observaţii:*

• recristalizarea rocilor este de obicei incompletă
• poate fi considerat un exemplu de Metamorfism hidrotermal
• minerale metamorfice dominante : clorit, albit şi cuarţ
• rocile au compoziţii chimice bogate în Mg şi Na şi sărace in Ca
• spilitizarea (albitizarea bazaltelor) este o transformare caracteristică

**1.B. Metamorfismul termic** este un tip de metamorfism de extindere locală cauzat de căldura provenită de la o sursă localizată. Stressul deviatoric poate acompania acest metamorfism în anumite cazuri precum metamorfismul de placă fierbinte. Metamorfismul termic include anumite varietăţi particulare:

**a. Metamorfism de contact;**
**b. Metamorfism hidrotermal;**
**c. Metamorfism de placă fierbinte;**
**d. Metamorfism de combustie;**
**e. Metamorfism de fulgerare.**

**1.B.a. Metamorfismul de contact** apare în jurul intruziunilor magmatice de dimensiuni considerabile, cu temperaturi mai mari decât a rocilor gazdă. Este cauzat de transferul de căldură de la intruziune către rocile gazdă (*Bucher şi Frey*, 2002).

*Caracteristici*:

**Cadrul geologic:** în vecinătatea intruziunilor magmatice; aureola de contact se poate extinde de la câţiva metri la câţiva kilometri;

**Regimul:** ± static; lipsa foliaţiei

**Temperatură:** 150-600 °C (> 600 °C în cazul intruziunilor gabbroice)

**Presiune litostatică:** de la câţiva bari la 3 kbari

**Gradienţi de temperatură:** 100 °C/km sau chiar mai mult (pe orizontală)

**Produsele caracteristice :** skarne, corneene, marmure şi granofelsuri calcsilicatice

**Procese:** încălzire datorată intruziunilor magmatice, asociată de regulă cu metasomatism cauzat de circulaţia hidrotermală convectivă.

*Observaţii*:

• Nu este acompaniat de stress deviatoric
• Extinderea, forma şi compoziţia mineralogică in aureole depind de:

– *Natura plutonului:*
• Dimensiune
• Formă
• Orientare
• Temperatură
• Compoziție
– *Natura rocilor gazdă:*
• Compoziție
• Adâncimea și temperatura rocilor gazdă
• Permeabilitate • Rocile din jurul plutonului sunt de grad metamorfic mai ridicat, cu fabric izotrop (corneene, granofelsuri)
• Rocile rezultate pot să păstreze structuri și microstructuri relicte
• Rocile afectate de metamorfismul de contact sunt de multe ori roci polimetamorfice (metamorfism orogenic urmat de metamorfism de contact)

***Pirometamorfismul*** este un tip de metamorfism de contact caracterizat de temperaturi foarte ridicate și presiuni scăzute, generat de corpuri vulcanice sau subvulcanice. Xenolitele incluse în aceste corpuri suferă de regulă acest tip de metamorfism.

***Caracteristici***:
• Pirometamorfismul poate fi însoțit de grade diferite de topire parțială
• Roci produse: buchite

**1.B.b. Metamorfism hidrotermal**

Un tip de metamorfism cauzat de circulația fluidelor apoase fierbinți și a gazelor prin roci fracturate. Procesele hidrotermale și interacțiunea apă-rocă sunt relevante pentru formarea zăcămintelor de substanțe minerale utile, levigarea și alterarea rocilor. Înțelegerea proceselor hidrotermale este de asemenea importantă în contextul producerii energiei geotermice, dar și al utilizării apei termale în stațiunile balneoclimaterice.

***Caracteristici***:
• descris de *Coombs* (1961)
• fluide apoase fierbinți implică frecvent și *metasomatism*
• dificil de separat (efecte de natură hidrotermală sunt întâlnite în majoritatea tipurilor de metamorfism)
• metamorfism hidrotermal în ariile geotermice active este cunoscut în California, Islanda, Japonia și Noua Zeelandă.
• interacțiunea apă-rocă are loc atunci când apa care circulă prin porii sau fracturile rocilor are o compoziție care nu este în echilibru cu liantul rocilor.

*Notă*:
*Este vorba de un alt nume pentru metamorfismul de îngropare*

**1.B.c. Metamorfism de placă fierbinte***

Un tip de metamorfism care apare sub un corp tectonic fierbinte, cum sunt pânzele ofiolitice. Gradientul termic este inversat şi foarte ridicat.

** Dacă ne referim strict la cauza căldurii, altfel dacă ne luăm după extindere putem vorbi aici de un tip de metamorfism regional (cazul Pânzei Semail din Oman, expusă pe o suprafaţă de 20000 km$^2$).*

**1.B.d. Metamorfism de combustie**

Un tip de metamorfism termic datorat arderii naturale a combustibililor minerali (de ex.: în Oltenia, găseşte pământ ars în jurul unor strate de cărbuni).

**1.B.e. Metamorfism de fulgerare**

Tip de metamorfism cauzat de acţiunea fulgerelor în care rocile rezultate sunt denumite fulgurite.

**1.C. Metamorfismul de Dislocare = Dinamic = Cataclastic:** Este un tip de metamorfism cu extindere locală, asociat zonelor de falie, în care rocile suferă o reducere a dimensiunii granulelor. Produsele tipice ale acestui tip de metamorfism sunt roci nefoliate de tipul breciilor de falie, argilelor de falie şi pseudotachilitelor. După *Bucher şi Frey* (2002), milonitele nu mai sunt privite ca şi roci cataclastice deoarece în formarea lor este implicată recristalizarea sintectonică şi neoblasteza. Milonitele implică, în primul rând, curgerea ductilă şi se produc în consecinţă la volum constant.

**1.D. Metamorfism de impact**: Este un tip de metamorfism de şoc cu extindere locală, cauzat de impactul unui corp planetar (meteorit, asteroid) şi prin care rocile ţintă suferă topiri şi vaporizări.

*Dodd* (1981): **Metamorfismul de şoc** indus de impacturi supersonice seamănă cu metamorfismul dinamotermic terestru prin aceea că implică atât căldură (temperatură) cât şi presiune ridicată dar diferă de procesul amintit prin două aspecte: a) valoarea presiunii atinsă prin şoc este imensă şi b) creşterea şi scăderea presiunii sunt extrem de rapide ceea ce înseamnă că metamorfismul de şoc este un proces de neechilibru (evident şi pe Lună, Marte, Mercur sau pe sateliţii planetelor joviene).

*Caracteristici*:

• Poate fi recunoscut în zona craterelor de impact meteoritic sau în regiunile supuse exploziilor nucleare.

• Sunt caracteristice fazele de presiune f. ridicată (coesit – $SiO_2$, stishovit – $SiO_2$, cuarț de șoc – $SiO_2$ = cuarț cu trăsături planare).

• Roci produse: impactite (brecii de impact, sticle de impact, tektite, pseudotachylite de impact, suevite).

**Evenimentul metamorfic**

Reprezintă o secvență continuă de condiții metamorfice (temperatură, presiune, deformare), sub care începe reconstituirea (transformarea) metamorfică. Un eveniment metamorfic implică, de obicei, un ciclu de încălzire și răcire, care în metamorfismul orogenic este însoțit și de variații de presiune.

Seriile condițiilor metamorfice dintr-un anumit eveniment metamorfic pot fi reprezentate pe diagrame P-T, prin trasee (curbe) P-T-t (t reprezintă timpul).

Se acceptă că schimbările condițiilor de P și T din timpul unui eveniment metamorfic nu implică neapărat o singură fază de încălzire urmată de răcire sau o fază de compresie urmată de decompresie. De aceea, un eveniment metamorfic poate fi **monofazic** (cu un unic punct termic culminant) sau **polifazic** (cu mai multe puncte culminante = metamorphic peaks).

**Monometamorfismul** este metamorfismul rezultat dintr-un singur eveniment metamorfic (figura nr. 1.a și 1.b).

**Polimetamorfismul** este metamorfismul rezultat din mai multe evenimente metamorfice (figura nr. 1.c și 1.d).

**Metamorfismul prograd** (prograde metamorphism): metamorfism ce dezvoltă minerale caracteristice unui grad metamorfic mai ridicat față de cel al paragenezei metamorfice precedente în aceeași rocă sau serie de roci metamorfice.

**Metamorfismul retrograd** (retrograde metamorphism): metamorfism ce dezvoltă minerale caracteristice unui grad metamorfic mai scăzut față de cel al paragenezei metamorfice precedente în aceeași rocă sau serie de roci metamorfice.

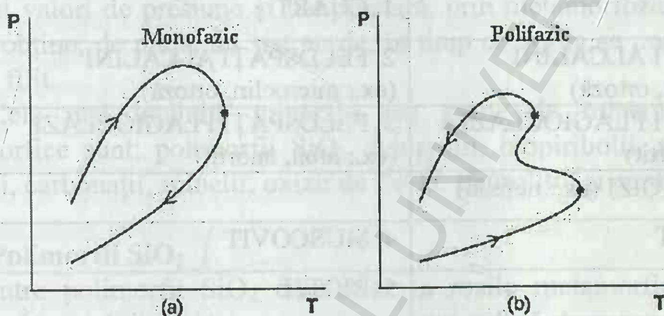
**Grad metamorfic:** expresie neutră care indică unde este localizat metamorfismul în discuție. În diagrama P-T, întregul câmp al T metamorfice este subdivizat în patru benzi izoterme definite de:

- grad foarte scăzut
- scăzut
- mediu
- ridicat.

Aceste subdiviziuni sunt echivalente cu cele denumite metamorfism de T foarte scăzută, scăzută, medie, ridicată.

**Metamorfismul de T foarte scăzută, scăzută, medie, ridicată:** în diagrama P-T a faciesurilor metamorfice, întregul câmp al metamorfismului este subdivizat în sectoare ce pornesc din originea corespunzătoare unor gradienți crescători progresiv.

**Metamorfismul de raport P/T foarte scăzut, scăzut, mediu, ridicat:** în diagrama P-T a faciesurilor metamorfice, întregul câmp al metamorfismului este subdivizat în sectoare ce pornesc din originea corespunzătoare unor gradienți crescători progresiv. Este, în general, utilizat pentru a indica metamorfismul de P ridicată, adică de gradient scăzut și foarte scăzut, cuprins între circa $5^0$ C/Km și circa $10^0$ C/Km.



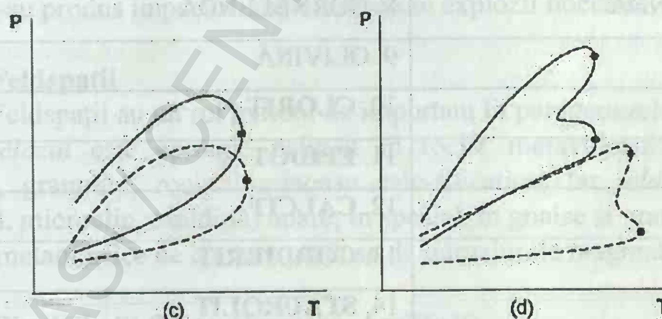




**Figura nr. 1.** *Ilustrarea evenimentelor metamorfice monofazice și polifazice produse prin monometamorfism și polimetamorfism*

# 3. MINERALELE ROCILOR METAMORFICE

Dacă în rocile magmatice predomină 10 minerale sau grupe de minerale, în rocile metamorfice se întâlnesc, preponderent, 19 minerale sau grupe de minerale, după cum urmează:

**Tabelul nr. 2** *Mineralele principale ale rocilor magmatice şi metamorfice*

| ROCI MAGMATICE | ROCI METAMORFICE |
|---|---|
| 1. CUART | 1. CUART |
| 2. FELDSPAȚI ALCALINI (ex.: microclin, ortoză) | 2. FELDSPAȚI ALCALINI (ex.: microclin, ortoză) |
| 3. FELDSPAȚI PLAGIOCLAZI (ex.: albit, anortit) | 3. FELDSPAȚI PLAGIOCLAZI (ex.: albit, anortit) |
| 4. FELDSPATOIZI (ex.: nefelin) | |
| 5. MUSCOVIT | 4. MUSCOVIT |
| 6. BIOTIT | 5. BIOTIT |
| 7. PIROXENI MONOCLINICI (ex.: diopsid, augit) | 6. PIROXENI MONOCLINICI (ex.: diopsid-hedenbergit, jadeit) |
| 8. PIROXENI ROMBICI (ex.: enstatit, hipersten) | 7. PIROXENI ROMBICI (ex.: enstatit, hipersten) |
| 9. HORNBLENDĂ | 8. HORNBLENDĂ |
| 10. OLIVINĂ | 9. OLIVINĂ |
| | 10. CLORIT |
| | 11. EPIDOT |
| | 12. CALCIT |
| | 13. CORDIERIT |
| | 14. STAUROLIT |
| | 15. SILLIMANIT |
| | 16. CIANIT |
| | 17. ANDALUZIT |

| ROCI MAGMATICE | ROCI METAMORFICE |
|---|---|
| | 18. GLAUCOFAN |
| | 19. GRANAȚI (ex.: pirop, almandin, spessartin, grossular) |

Diferența este dată de faptul că în rocile magmatice (plutonice sau vulcanice), mineralele cristalizează dintr-o topitură (magmă, lavă), pe când rocile metamorfice se formează prin transformarea în stare solidă a rocilor sedimentare, magmatice sau chiar a altor roci metamorfice.

Compoziții diferite răspund diferit la creșterea presiunii și temperaturii. Spre exemplu dacă asupra unui bazalt și a unei argile se aplică aceleași valori de presiune și temperatură, prin metamorfozarea bazaltului, putem obține, de pildă, un șist verde, în timp ce argila se poate transforma într-un filit.

Cele mai întâlnite minerale sau grupe de minerale din rocile metamorfice sunt: polimorfii $SiO_2$, feldspații, biopiribolii, silicații de Al, granații, carbonații, spinelii, oxizii de Fe-Ti, staurolitul și cordieritul.

**Polimorfii $SiO_2$**

Între polimorfii $SiO_2$ care apar în rocile metamorfice, predomină cuarțul. În condiții crustale normale, cuarțul suferă doar o tranziție de fază $\alpha$-$\beta$, forma de temperatură scăzută fiind $\alpha$-cuarțul, iar cea de temperatură ridicată, $\beta$-cuarțul. Coesitul se întâlnește rar în rocile crustale, în condițiile faciesului eclogitic din metamorfismul de presiune ultraînaltă sau în zonele unde s-au produs impacturi meteoritice sau explozii nucleare.

**Feldspații**

Feldspații au un rol extrem de important în paragenezele metamorfice. *Plagioclazul* este aproape nelipsit în rocile metavulcanice, amfibolite, gnaise, granulite, roci aluminoase calc-silicatice, iar *feldspatul potasic* (ortoză, microclin, sanidină) apare, în special, în gnaise și granulite, dar și în rocile metamorfice de contact produse de intruziunile magmatice bazice.

**Biopiribolii (Mice, Piroxeni, Amfiboli)**

Denumirea „biopiriboli" este un termen colectiv dat mineralelor mafice predominante din roci (bio – biotit; pir – piroxeni; iboli – amfiboli).

*Biotitul* este un mineral index pentru partea superioară a faciesului șisturilor verzi și apare în diverse roci metamorfice: șisturi, micașisturi,

amfibolite, gnaise. Grupul micelor mai este însă reprezentat şi de muscovit, fengit, paragonit, margarit, flogopit, annit. În grupul micelor, mai sunt cuprinse câteva minerale care nu sunt însă mafice. *Muscovitul* este un mineral comun în şisturi, filite, gnaise, micaşisturi, *fengitul* apare în şisturile cu glaucofan sau în şisturile albe din faciesul eclogitic, *flogopitul* este întâlnit în marmure şi skarne, *paragonitul* apare în metapelite, iar *margaritul* în corneene sau metabazite.

*Piroxenii* tipici din rocile metamorfice sunt augitul, diopsidul, hedenbergitul, enstatitul, hiperstenul, jadeitul, omfacitul şi acmitul (egirinul). *Augitul* se întâlneşte în corneene sau skarne. *Piroxenii monoclinici* din seria diopsid-hedenbergit apar în rocile calcsilicatice, skarne, rodingite, serpentinite, granulite şi marmure. *Piroxenii rombici* din seria *enstatit-hipersten* sunt tipici granulitelor sau corneenelor cu piroxeni. *Jadeitul* este reprezentativ pentru mediile de presiune ridicată sau foarte ridicată şi apare în compunerea rocilor din faciesul şisturilor cu glaucofan sau din faciesul eclogitic (metagranite, gnaise, granofelsuri). *Omfacitul* este o varietate de piroxen cu compoziţie intermediară între jadeit şi diopsid. *Acmitul* este, de asemenea, întâlnit în mediile de presiune ridicată (de exemplu, în metasienite).

*Amfibolii* reprezintă un grup important de minerale ce se întâlnesc în metamorfite. Formula structurală generală a amfibolilor este $A(M4)_2(M1)_2(M3)_1(M2)_2(T1)_4(T2)_4O_{22}(OH)_2$, unde A reprezintă elementul alcalin, M – poziţiile ocupate de metale, iar T – poziţiile tetraedrice. Amfibolii metamorfici sunt împărţiţi în trei grupe, pe baza cationului ce ocupă poziţia M4 (piroxenii sunt divizaţi, în mod similar, dar pe baza cationului din poziţia M2). Cele trei tipuri sunt: amfibolii fero-magnezieni (Fe şi Mg în poziţia M4), amfibolii calcici (Ca în poziţia M4) şi amfibolii sodici (Na în poziţia M4). În timp ce amfibolii fero-magnezieni apar ca şi structuri rombice sau monoclinice, ultimele două tipuri sunt constituite doar din structuri monoclinice.

Amfibolii rombici fero-magnezieni ce pot să apară în rocile metamorfice sunt *antofilitul* şi *gedritul*. Aceştia sunt întâlniţi în gnaise, cuarţite negre cu mineralizaţii de Mn sau în roci de contact. Amfibolii monoclinici fero-magnezieni formează o soluţie solidă binară între *grunerit* şi *magnezio-cummingtonit* şi intră în componenţa micaşisturilor sau al minereurilor primare de mangan legate de cuarţite (cum e cazul dannemoritului – varietate de cummingtonit – din Munţii Bistriţei).

Amfibolii calcici, reprezentaţi de *edenit*, *hornblendă*, *tremolit* şi *actinot*, sunt abundenţi în rocile metamorfice din faciesul şisturilor verzi,

faciesul amfibolitelor cu epidot şi faciesul amfibolitic: şisturi, amfibolite, gnaise, marmure, roci calcsilicatice etc.

Dintre amfibolii sodici, cel mai adesea, au fost puşi în evidenţă *glaucofanul* şi *riebeckitul*. Glaucofanul apare în parageneze de temperatură ridicată, în special, în cadrul şisturilor cu glaucofan sau al micaşisturilor din acelaşi facies. Riebeckitul apare într-o varietate mai largă de parageneze, incluzând şi minereurile de Fe asociate rocilor de grad scăzut sau metagranitoidele alcaline de temperatură ridicată. Toţi amfibolii sodici cu conţinuturi intermediare $Fe^{3+}$/Al sunt colectiv numiţi *crossit*.

**Silicaţii de Al** (polimorfii $Al_2SiO_5$) se pot produce doar pe seama unor protoliţi bogaţi în minerale argiloase (i.e. argile), fiind mineralele metamorfice cu cea mai mare importanţă petrogenetică. Este vorba de minerale cu aceeaşi compoziţie chimică, diferenţa de structură rezultând din modul în care ionii de $Al^{3+}$ sunt coordonaţi de ionii de oxigen; jumătate din sarcini sunt coordonate octaedric prin oxigeni aşezaţi paralel cu axul „c", iar cealaltă jumătate, la sillimanit este în coordonare 4, la andaluzit în coordonare 5, iar la cianit, în coordonare 6 (*Ianovici et al.*, 1979). *Andaluzitul* este stabil la presiune scăzută, fiind întâlnit în roci metamorfice de contact sau în roci metamorfozate regional (şisturi, micaşisturi, gnaise). *Sillimanitul* este silicatul de Al format în condiţii de temperatură ridicată şi intră în alcătuirea gnaiselor, migmatitelor sau granulitelor. *Cianitul* (*distenul*) se formează la presiuni ridicate, fiind singurul silicat de Al stabil în faciesul eclogitic. Se poate găsi în gnaise, micaşisturi, granofelsuri, şisturi cu talc şi fengit (şisturi albe) sau în eclogite.

**Granaţii** – $(Ca,Mg,Fe,Mn)_3Al_2Si_3O_{12}$

Granaţii sunt minerale caracteristice rocilor metamorfice. Majoritatea granaţilor metamorfici sunt soluţii solide între *almandin*, *pirop*, *grossular* şi *spessartin*. Acest grup de minerale are şi o importanţă petrogenetică deosebită deoarece „înregistrează" istoria de formare a rocilor ce-i conţin, prin intermediul incluziunilor de alte minerale sau prin profilul chimic zonat pe care îl pot prezenta. Descoperirea de către *Chopin* (1984) a *coesitului* în *piropul* din şisturile albe ale Masivului Dora – Maira din Alpii Vestici (Italia) arată că presiunile pot depăşi în timpul metamorfismului valoarea de 30 kbari (3 GPa). Granaţii pot fi întâlniţi în micaşisturi, gnaise, migmatite, metaultrabazite, marmure, cuarţite, roci calcsilicatice, rodingite, granulite, granofelsuri, eclogite, şisturi cu cianit, talc şi fengit (şisturi albe) etc.

**Carbonații** (dolomit, calcit, aragonit)

*Calcitul* și *dolomitul* sunt constituenți importanți ai marmurelor și rocilor metaoficarbonatice, iar calcitul mai apare în skarne, calc-șisturi, cipoline sau șisturi carbonatice. *Aragonitul* este extrem de rar întâlnit în rocile de suprafață, deoarece este stabil doar la presiuni (adâncimi) mari, iar cinetica reacției aragonit ⇔ calcit este extrem de rapidă în timpul exhumării rocilor. Identificarea unor incluziuni de aragonit în diamantele rocilor metamorfice din Masivul Kokchetav, Kazahstan, arată că acestea s-au format la adâncimi foarte mari.

**Spinelii**

Spinelii apar în diverse roci metamorfice. *Magnetitul*, spre exemplu, este stabil în toate faciesurile. Alții precum *hercinitul* ($FeAl_2O_4$) și *spinelul* ($MgAl_2O_4$) sunt comune doar la gradele ridicate de metamorfism.

**Oxizii de Fe-Ti**

Oxizii sunt minerale accesorii foarte importante din rocile metamorfice, deoarece oferă adesea informații privind presiunea parțială a oxigenului care a fost prezentă în timpul metamorfismului. Aceasta se datorează stării variabile de oxidare a Fe din aceste minerale, $Fe^{2+}$ și $Fe^{3+}$. Oxizii de Fe-Ti cei mai comuni din metamorfite sunt *rutilul* și *ilmenitul*. *Rutilul* ($TiO_2$) este un mineral stabil chiar și la presiuni foarte mari, iar coexistența sa cu grossularul în rocile din Masivul Kokchetav din Kazastan, conform reacției: 3 titanit + kyanit → grossular + 3 rutil + coesit, arată presiuni de peste 4 GPa (> 120 km adâncime). Identificarea de către *Green et al.* (1997) a unor incluziuni de *ilmenit* ($FeTiO_3$) în olivina rocilor din Alpii Centrali a demonstrat că rocile expuse acum la suprafață s-au format la adâncimi de peste 300 km.

**Staurolitul** – $Fe_2Al_9Si_4O_{23}(OH)$

Staurolitul provine în urma metamorfismului regional al pelitelor, fiind unul din mineralele index ale metamorfismului de raport P/T mediu. Poate fi deosebit în micașisturile sau gnaisele din faciesul amfibolitelor cu almandin sau din faciesul amfibolitic.

**Cordieritul** – $(Fe, Mg)_2Al_4Si_5O_{18}(H_2O)$

Cordieritul este un mineral întâlnit în corneene sau în metapelite (micașisturi, gnaise) de grad mediu sau ridicat.

# 4. NOMENCLATURA ROCILOR METAMORFICE

## 4.1. INTRODUCERE

Spre deosebire de rocile magmatice, nomenclatura rocilor metamorfice este relativ simplă, deoarece termenii de uz curent nu sunt foarte numeroşi. Cu toate acestea, deoarece mulţi dintre aceşti termeni nu au avut vreodată o definire riguroasă, pentru rocile metamorfice nu există încă o nomenclatură şi o sistematică consolidată.

Pentru a evidenţia această problemă, a fost instituită o comisie de către Uniunea Internaţională a Ştiinţelor Geologice = International Union of Geological Sciences **(IUGS)**, numită Subcomisia de Sistematică a Rocilor Metamorfice = Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks **(SCMR)**, care încearcă să găsească un model general al definirii şi clasificării rocilor metamorfice, analog celui realizat cu succes pentru rocile magmatice. Chiar dacă nu există încă un glosar oficial concludent pentru rocile metamorfice, în acest capitol sunt folosite unele sugestii, recomandări şi definiţii petrografice parţial acceptate de SCMR, precum şi unele inedite. *Costin şi Ciocîrdel* (2004) au publicat, plecând de la terminologia SCMR, un ghid de echivalare a termenilor legaţi de rocile metamorfice în limba română.

## LINIA GHID DE CLASIFICARE A UNEI ROCI METAMORFICE

Fiecare rocă metamorfică nu poate fi caracterizată numai de o asociaţie mineralogică particulară. De regulă, pentru o clasificare corectă a rocilor metamorfice este indispensabil de luat în considerare:

- ❖ Compoziţia mineralogică modală, adică procentele în volum ale constituenţilor mineralogici
- ❖ Structura mezoscopică
- ❖ Compoziţia şi natura protolitului
- ❖ Termenii petrografici speciali, cu tradiţie în utilizare

## 4.2. ALEGEREA NUMELUI UNEI ROCI METAMORFICE

După ce s-au determinat caracteristicile mineralogice şi structurale ale unei roci metamorfice, pentru clasificarea ei, trebuie folosită următoarea procedură, trecând la punctul următor, numai dacă criteriul examinat nu este satisfăcător.

Dacă există în lista *termenilor speciali* o definiţie adecvată

Dacă *natura protolitului* este determinată cu siguranţă

Dacă roca este constituită, în principal, dintr-un singur mineral (mai mult de 75 %)

Dacă roca este ultrafemică (ultramafică)

Dacă este vorba de o rocă cataclastică-milonitică

Se alege unul din termenii de bază, dacă nici unul dintre criteriile de mai sus nu este utilizabil.

**1) Utilizarea termenilor speciali**

Dacă în lista anexată (pct. d), există un termen special care descrie bine caracteristicile rocii metamorfice care se examinează, acest termen se utilizează obligatoriu.

*Exemplu*: marmură, amfibolit, eclogit

**2) Utilizarea prefixului „meta-"**

Dacă a fost recunoscută cu certitudine natura protolitului, numele rocii metamorfice se obţine adăugându-se prefixul *meta-* la numele protolitului.

Utilizarea prefixului *meta-* este recomandată pentru rocile specifice unui metamorfism de grad scăzut, pentru care natura protolitului încă se poate recunoaşte sau evidenţia.

***Exemplu:** metaarenite, metaconglomerate, metaandezite*

***N.B.:** Prefixul **meta-** nu trebuie utilizat niciodată pentru roci metamorfozate anterior (nu: metaeclogite, metaserpentinite!).*

**3) Utilizarea sufixului „–it"**

Dacă o rocă este constituită mai mult de 75 % din volum dintr-un singur mineral, se adaugă sufixul „–it" la numele mineralului.

***Exemplu:** cloritit, epidotit, jadeitit, granatit*

**4) Clasificarea rocilor ultrafemice (ultramafice)**

Pentru clasificarea rocilor ultrafemice constituite din olivină, piroxeni, hornblendă, plagioclaz, spinel şi/sau granat, pot fi utilizaţi termeni echivalenţi rocilor magmatice.

*Exemplu: metalherzolit cu granat, metaharzburgit cu spinel, metadunit cu pargasit*

Dacă se urmăreşte indicarea naturii metamorfice ale acestor roci, se pot utiliza expresii ca: granofels cu hornblendă şi piroxeni, gnais cu hornblendă.

**5) Clasificarea rocilor cataclastice-milonitice**

Rocile cataclastice-milonitice sunt clasificate separat în cele ce urmează din cauza caracterelor structurale particulare.

6) Dacă nu a fost posibilă clasificarea rocii pe baza indicaţiilor descrise mai sus utilizând caracterele sale structurale, trebuie ales unul dintre **termenii de referinţă**, numiţi termeni de bază (termeni speciali) (*vezi* c):

- ***gnais,***
- ***şist,***
- ***granofels.***

**Utilizarea specificărilor:**

Definiţia rocii, obţinută după procedura şi criteriile indicate anterior, poate fi integrată prin adăugarea de specificaţii sau modificatori care furnizează ulterior informaţii utile de tip mineralogic şi structural:

## a) SPECIFICAŢII MINERALOGICE

### Mineralele cele mai abundente

Alegerea mineralelor constituente care sunt adăugate la numele rocii este variabilă. Regula generală este aceea de a indica constituenţii majori sau cei mai abundenţi din punct de vedere modal, dar dacă nu sunt deja implicaţi în definiţia termenului de bază (cum ar fi granatul şi omfacitul într-un eclogit sau plagioclazul şi hornblenda într-un amfibolit).

Numele mineralelor trebuie adăugat după cel al rocii, în ordinea descrescătoare a abundenţei, în următorul mod:

- ***micaşist cu biotit şi granat (biotitul este mai abundent decât granatul)***
- ***şist cu glaucofan, jadeit şi lawsonit (glaucofan > jadeit > lawsonit)***
- ***gnais cu două mice, granat şi cianit (mice > granat > cianit)***
- ***marmură cu granat, plagioclaz, diopsid şi clorit (granat > plagioclaz > diopsid > clorit)***

*N.B.: În limba engleză, mineralele preced numele rocii şi sunt separate între ele printr-o cratimă.*

*Exemplu*:

*- lawsonite-jadeite-glaucophane-schist (glaucophane > jadeite > lawsonite) = şist cu glaucofan, jadeit şi lawsonit*

*- sillimanite-biotite-garnet-gneiss (garnet > biotite > sillimanite)*

### Minerale critice

Dacă există componenţi mineralogici critici, chiar prezenţi în cantităţi mici, numele lor pot fi adăugate după componenţii majori şi separaţi de aceştia prin prepoziţia **cu**:

*Exemplu*: micaşist cu biotit, granat, cianit şi staurolit, unde cianitul şi staurolitul sunt minerale critice.

*N.B.: Se recomandă utilizarea a nu mai mult de patru nume de minerale în denumirea rocii.*

### Minerale relicte sau de alterare

Dacă într-o rocă se pot recunoaşte, cu siguranţă, minerale relicte, acestea pot fi indicate ca atare în definiţia rocii.

*Exemplu:*

*- eclogite cu relicte de Cpx magmatic*

*- ortognais cu două mice şi cu relicte de feldspat magmatic*

În caz că unul sau mai multe minerale ale petrogenezei metamorfice sunt vizibil alterate, aceste caractere pot fi indicate în definiţia rocii.

*Exemplu:*

*- gnais cu biotit cloritizat (nu gnais cloritic, chiar dacă tot biotitul este transformat în clorit)*

*- gnais muscovitic cu plagioclaz sausuritizat.*

## b) SPECIFICAŢII STRUCTURALE

Dacă roca prezintă caractere structurale particulare mezoscopice, cum ar fi: structură în benzi, crenulaţii, microcute, aceste caractere pot fi adăugate la definiţia petrografică a rocii.

*Exemplu: micaşist crenulat cu două mice*

### Clasificarea constituenţilor minerali

În definiţia unei roci, cantitatea mineralelor prezente este exprimată în procente de volum (procente modale).

Constituenţii mineralogici sunt clasificaţi astfel:

❖ **constituenţi principali** *(main constituents)*, dacă sunt prezenţi în cantităţi modale ≥ 50%

❖ **constituenți majori** *(major constituents)*, dacă sunt prezenți în cantități modale ≥ 5%

❖ **constituenți minori** *(minor constituents)*, dacă sunt prezenți în cantități modale ≤ 5%

❖ **constituenți esențiali** *(essential constituents)*, dacă este vorba de specii mineralogice care trebuie să fie, în mod necesar, prezente (ca și constituenți majori sau minori) într-o rocă, pentru că ea poate fi astfel definită. Acești componenți nu sunt menționați în denumirea rocii, deoarece sunt implicați de numele ei (termen de bază).

*Exemplu:*
- *nu se spune micașist cu Qtz* (cuarț)
- *nu se spune eclogit cu omfacit și granat*
- *nu se spune amfibolit cu amfibol și plagioclaz*

❖ **constituenți critici** (critical constituents); este vorba despre specii mineralogice sau asociații ale lor ce indică, prin prezența sau prin absența lor, condiții mineralogice particulare (exemplu: eclogit cu coesit) și/sau o compoziție particulară a rocii (exemplu: cuarțit cu piemontit).

❖ pentru a descrie compoziția mineralogică a rocilor, se utilizează următoarele **fraze convenționale:**
- constituit, în principal, din mineralul X = mineralul X constituie mai mult de 50% din volumul rocii.
- constituit, în principal, din X și Y = X și Y sunt ambii componenți majori și împreună constituie mai mult de 50% din volumul rocii.
- constituit, în principal, din X±Y = X este componentul major, Y poate fi uneori absent; X±Y constituie mai mult de 50% din volumul rocii.

## Scara observațiilor

În descrierea unei roci metamorfice, este întotdeauna necesar a se indica scara la care a fost efectuată observarea. În acest scop, se utilizează prefixele:
- *micro-*: referitor la scara secțiunilor subțiri
- *mezo-*: referitor la scara eșantioanelor
- *mega-*: referitor la scara aflorimentelor sau la o scară mai mare.

## Granulația rocii

În descrierea unei roci metamorfice, este întotdeauna necesar să se facă referire la dimensiunile medii ale cristalelor (granulație), care constituie agregatul fundamental.

Pentru o definire corectă a granulației, este sugerată următoarea clasificare:
- granulație foarte mare: > 16 mm
- granulație mare: 16-4 mm
- granulație medie: 4-1 mm
- granulație fină: 1-0,1 mm
- granulație foarte fină: 0,1-0,01 mm
- granulație ultrafină: < 0,01 mm

Cu toate acestea, pentru o determinare expeditivă a granulației pe teren se face, în general, referire la trei subdiviziuni:

➢ **granulație mare:** dacă mineralele se pot recunoaşte cu ochiul liber,

➢ **granulație medie:** dacă mineralele se pot recunoaşte cu ajutorul lupei,

➢ **granulație fină:** dacă mineralele se pot recunoaşte numai la microscop.

**Prefixele *orto-* şi *para-***

Când este posibil, se utilizează prefixele orto-(ortho-) şi para-(para-), pentru a indica natura magmatică sau sedimentară a protolitului.

***Exemplu:*** *ortoamfibolit, paraamfibolit, ortognais, paragnais*

## c) TERMENI DE BAZĂ

Dacă între termenii speciali, adică termenii consolidați în uz, nu există un nume utilizabil pentru clasificarea rocilor metamorfice, trebuie ales ca termen de referință unul dintre cei 3 termeni de bază indicați mai jos, definiți pe baze structurale:

❖ **Şist:** rocă metamorfică ce prezintă la scara eşantionului o şistozitate bine dezvoltată, definită de orientarea preferențială a mineralelor inechigranulare abundente, în particular filosilicați. Termenul şist poate fi utilizat şi pentru roci ce prezintă un marcant fabric liniar.

***Exemplu:***
- *şist clorito-actinotic cu epidot*
- *şist cu biotit şi granat*
- *micaşist*
- *micaşist carbonatic*
- *micaşist antigoritic*
- *şist cu talc şi cianit*

❖ **Gnais:** rocă metamorfică ce prezintă o structură gnaisică, adică o structură caracterizată de o foliație spațială, la o scară cel puțin centimetrică, ce produce o structură în benzi.

*Exemplu:*
- *gnais cu biotit şi granat*
- *gnais granitic*
- *ortognais*
- *gnais migmatitic*
- *gnais în benzi*
- *gnais mafic*
- *gnais ocular*
- *gnais amigdaloid*
- *gnais conglomeratic*
- *gnais pegmatitic*

Termenul este utilizat aproape exclusiv pentru rocile ce conţin din abundenţă feldspat (±Qtz), dar poate fi utilizat în cazuri excepţionale şi pentru alte compoziţii.

*Exemplu:*
- *gnais cu antofilit şi cordierit, fără feldspat*
- *gnais cu cuarţ, jadeit şi feldspat potasic*

Termenul *gnais* poate fi aplicat, de asemenea, şi rocilor ce prezintă un fabric preponderent linear; în acest caz, se utilizează denumirea de *gnais linear*.

❖ **Granofels:** rocă metamorfică cu structură granofelsică (structura dată de absenţa oricărui fel de şistozitate sau liniaţii).

*Exemplu:*
- *granofels cu talc, cianit şi jadeit*
- *granofels cu coesit, jadeit şi granat*
- *granofels cu cuarţ şi epidot*

## c) TERMENI SPECIALI

• **Argilit** (*shale*): rocă sedimentară sau laminată cu granulaţie extrem de fină, de compoziţie pelitică, ce se formează în condiţii de tranziţie între diageneză şi metamorfism.

• **Amfibolit** (*amphibolite*): rocă metamorfică gnaisică sau granofelsică cu chimism femic sau intermediar-bazic, alcătuită din cel puţin 75% amfibol (de culoare verde, maro sau negru) şi plagioclaz (inclusiv, albit). Alţi componenţi majori sau minori pot fi: cuarţul, clinopiroxenul, granatul, mineralele din grupa edidotului, biotitul, titanitul şi scapolitul.

• **Amfibolit cu albit și epidot** (albite-amphibolite): rocă metamorfică constituită dintr-o asociație de hornblendă cu epidot și albit.

• **Ardezie** (*slate*): rocă metamorfică cu granulație foarte fină care prezintă un clivaj ardezian (șistozitate bine exprimată, în care cristalele individuale sunt prea mici pentru a fi văzute cu ochiul liber). Ardezia este o rocă produsă prin metamorfism de grad foarte scăzut.

• **Corneeană** (*hornfels*): rocă metamorfică neșistoasă constituită preponderent din silicați ± oxizi, ce prezintă o importantă recristalizare datorată metamorfismului de contact. Corneenele păstrează caracteristicile ereditare ale protolitului, cum ar fi, de exemplu: stratificația sedimentară sau litajul metamorfic. Corneenele pot fi subdivizate ulterior pe baza *granulației*: corneene cu granulație fină, corneene cu granulație mare; *structurii* și *chimismului*: corneene bogate în Al, corneene bogate în Ca, corneene cu silicați de Al.

• **Eclogit** (*eclogite*): rocă metamorfică femică lipsită de plagioclaz, constituită din mai mult de 75% din volum din omfacit și granat (ambele minerale fiind constituenți majori).

• **Rocă eclogitică**: rocă metamorfică cu compoziție mineralogică tipică faciesului eclogitic (omfacit + granat și absența plagioclazului). Exemplu: micașist eclogitic (zona Sesia – Alpii Occidentali), marmură eclogitică sau granofels cu jadeit, cianit și talc.

• **Șisturi albe** (*whiteschists*): roci metamorfice bogate în Al, formate în condițiile faciesului eclogitic, compuse din talc, cianit și fengit. SCRM recomandă utilizarea unor termeni mai preciși. Exemplu: șisturi cu cianit, talc și SCMR

• **Filit** (*phyllite*): rocă metamorfică cu granulație de la foarte fină la medie, cu luciu mătăsos, și care prezintă o șistozitate penetrativă perfectă, rezultată din dispunerea paralelă a filosilicaților. Filițele sunt caracteristice formațiunilor de grad scăzut de metamorfism.

*Exemplu:*

- *filite grafitoase cu sericit și carbonați*
- *filit cu sericit și clorit.*

Din moment ce definiția se bazează pe criterii structurale, pot exista și filite aparținând formațiunilor cu grad mediu de metamorfism, intercalate cu

micaşisturi şi gnaise. Aceste filite sunt, în general, caracterizate de prezenţa porfiroblastelor.

***Exemplu:***

- *filite cu muscovit şi porfiroblaste de andaluzit şi biotit*
- *filite cu sericit şi porfiroblaste de albit*

Pe baze compoziţionale, se pot distinge trei tipuri fundamentale de filite:

➢ **filite** *sensu stricto*, pentru roci foarte bogate în filosilicaţi, cu conţinuturi de Qtz < 50%,

➢ **filite cuarţifere** (quartz-phyllite), pentru roci cu conţinuturi de Qtz între 50-75%,

➢ **filite carbonatice** (calc-phyllite), pentru roci ce conţin carbonaţi între 10-50%.

• **Granulit** (*granulite*): rocă metamorfică de grad ridicat de metamorfism, ce conţine asociaţiile mineralogice ale faciesului granulitic (este critică prezenţa plagioclazului şi ortopiroxenului coroborată cu absenţa muscovitului) şi derivată din protoliţi cu chimism cuarţo-feldspatic sau bazic. Compoziţia mineralogică trebuie indicată prin adăugarea constituenţilor majori. Granulitele care conţin minerale feromagneziene în proporţie mai mare de 30% sunt denumite *granulite mafice*.

***N.B.*** *Termenul nu trebuie aplicat rocilor ultramafice, rocilor calc-silicatice, marmurelor, rocilor ferifere (ironstones) şi cuarţitelor din faciesul granulitic.*

- în rocile cuarţo-feldspatice, este tipică asociaţia **Opx** (piroxen rombic) + **Qtz,**
- în rocile pelitice, este specifică asociaţia **plagioclaz** + **Cpx** + **Opx** (de P scăzută) sau **plagioclaz + Cpx** + **granat** (de P ridicată).

***Exemplu:***

- *granulit cu doi feldspaţi (feldspat alcalin pertitic şi plagioclaz) şi sillimanit*
- *granulit cu almandin, sillimanit şi cordierit*
- *granulit cu Opx, cordierit şi granat*
- *granulit cu doi piroxeni (clinopiroxen şi ortopiroxen cu conţinut ridicat de $Al_2O_3$) şi plagioclaz.*

***N.B.:*** *În terenurile granulitice, apar împreună roci cu Opx, cu aspect atât magmatic, cât şi metamorfic, pentru care există o nomenclatură* consolidată, bazată pe compoziţia lor:

- *charnockit: granit cu Opx*
- *mangerit: monzonit cu Opx*
- *jotunit: monzodiorit cu Opx*
- *enderbit: tonalit cu Opx*

*- khondalit: rocă granulitică cu sillimanit + Qtz + granat.*

• **Marmura** *(marble)*: rocă metamorfică având mai mult de 50% din volumul total minerale carbonatice (calcit şi/sau dolomit).

*Marmură pură (pure marble)*: dacă conţine carbonaţi în proporţie de peste 95%.

*Marmură impură (impure marble)*: dacă conţine carbonaţi într-o proporţie cuprinsă între 50-95%.

***Exemplu:***

- *marmură pură cu dolomit*
- *marmură pură cu olivină şi flogopit*
- *marmură impură cu olivină şi flogopit*

• **Metasomatit** (rocă metasomatică): rocă metamorfică, a cărei compoziţie mineralogică şi chimică a fost semnificativ modificată de un proces metasomatic (metasomatism). Exemplu: skarn, rodingit.

• **Migmatit**: rocă silicatică produsă de un metamorfism de grad mediu-ridicat, eterogenă de la scară mezo- la megascopică şi constituită tipic din porţiuni mai deschise la culoare cu aspect granitic (leucosom), de compoziţie feldspatică sau cuarţo-feldspatică şi porţiuni închise la culoare cu aspect metamorfic (melanosom) alcătuite din minerale mafice.

Nomenclatura migmatitelor este complexă, fiind vorba de roci care se pot forma prin procese ce au loc în sisteme deschise sau închise în prezenţa sau absenţa unei topituri, adică injecţie magmatică şi metasomatism sau anatexie şi diferenţiere metamorfică.

Deoarece procesele ce pot genera roci cu aspect migmatitic sunt foarte diverse, incluzând **fuziunea parţială, diferenţierea metamorfică, injecţia magmatică, metasomatismul de infiltraţie**, se recomandă evitarea termenilor genetici, cât timp nu s-a determinat cu certitudine natura procesului. Pentru acest motiv, a fost adoptată clasificarea lui *Ashworth* (1985), ce separă termenii descriptivi de cei genetici.

## Terminologia referitoare la părţile componente ale unui migmatit:

### A) Termeni descriptivi:

- *Leucosom* (*leucosome*): porţiunea de culoare deschisă dintr-un migmatit şi care are compoziţie feldspatică sau cuarţo-feldspatică.

- *Melanosom* (*melanosome*): porţiunea de culoare închisă dintr-un migmatit, bogată în minerale femice, complementară a leucosomului. (Melanosomul nu este prezent întotdeauna).

- *Neosom* (*neosome*): termen ce reprezintă leucosomul + melanosomul.

- *Mezosom* (*mesosome*): porţiunea de culoare intermediară între cea a leucosomului şi a melanosomului dintr-un migmatit. Dacă este prezent, mezosomul reprezintă în general, relicte puţin sau deloc modificate ale protolitului migmatitului (mezosom = paleosom).

### B) Termeni interpretativi:

- *Potolit* (*protolith*): rocă originară în care şi la care sunt dezvoltate neosomele (protolit = paleosom).

- *Restit*: porţiune reziduală a unor roci metamorfice din care o cantitate substanţială de componenţi mobili a fost extrasă fără a fi înlocuită. Se referă, în general, la un produs rezidual de fuziune parţială. Restitul este, de regulă, format din minerale refractare, cum ar fi: sillimanitul şi granatul.

- *Agmatit*: migmatit cu structură de brecie, în care fragmentele sunt cimentate de un leucosom subordonat.

- *Arterit*: varietate de migmatit unde porţiunile mai închise sunt injectate de vene de material mai deschis (leucosom) introdus din exterior (comparativ-venite).

- *Nebulit*: migmatit conţinând numai relicte vagi, în general, structurale, ale protolitului (= diatexit).

- *Stromatit*: migmatit în benzi, în general, de grosimi variabile, aproape paralele între ele.

- *Venit*: varietatea de migmatit unde porţiunile mai închise de culoare sunt traversate de materiale mai deschise (leucosom) formate *in situ* (comparativ arterit).

## Termeni genetici pentru migmatite derivate prin fuziune parțială:

✓ ***Anatexit*** (*anatexite*): migmatit care reprezintă evidențe de formare *in situ* printr-un proces de anatexie (anatexis), adică de fuziune parțială.

✓ ***Diatexit*** (*diatexite*): migmatit care a suferit un proces de diatexie (diatexis), adică o fuziune parțială de grad ridicat, în urma căruia leucosomul este majoritar față de porțiunile ce conservă structura metamorfică.

✓ ***Metatexit*** (*metatexite*): migmatit care a suferit un proces de metatexie (metatexis), adică o fuziune parțială de grad moderat, atât cât să nu distrugă structurile protolitului metamorfic. Metatexia este caracterizată de prezența metatecticilor (metatectis), adică de „pungi" discrete de leucosom, melanosom şi mezosom.

✓ **Şist verde sau Rocă verde** (*greenschist* sau *greenstone*): rocă metamorfică de compoziție bazică, constituită din albit (adesea, microocular) şi unul sau mai multe minerale de culoare verde precum clorit, actinot, epidot şi/sau pumpellyit.

*N.B.: Termenul este utilizat, în mod obişnuit, în literatura alpină de geologie, în limba franceză, italiană şi germană pentru a indica metabazitele ofiolitice în faciesul şisturilor verzi.*

Acest termen este foarte rar utilizat în literatura anglo-saxonă unde este substituit cu „greenstone" pentru varietatea masivă (i.e. granofels cu clorit şi epidot) şi „greenschist" (i.e. şist clorito-actinotic cu epidot) pentru cele foliate.

***Exemplu:** prasinit cu glaucofan, prasinit foliat cu biotit şi mică albă*

• **Cuarțit** (*quartzite*): rocă metamorfică (sau foarte rar metasomatică) constituită mai mult de 75% din Qtz.

- cuarțite pure: dacă sunt constituite din mai mult de 95% Qtz:

***Exemplu**: cuarțit cu granați*

- cuarțite impure: dacă conțin între 75-95% Qtz.

***Exemplu**: cuarțit impur cu mică albă, cuarțit impur cu piemontit şi spessartin*

• **Roci metaoficarbonatice**: roci neomogene constituite dintr-o porțiune de serpentinit şi una de carbonat. Aceste roci au, în general, un aspect breciat cu fragmente, în principal, serpentinice, de dimensiuni variabile de la scara centimetrică la cea metrică cimentate sau injectate de

vene carbonatice. Proporțiile relative între serpentinit și carbonat sunt foarte variabile chiar dacă, în general, serpentinitul predomină. Venele carbonatice pot fi de natură calcitică (oficalcit-ophicalcite), dolomitică (ofidolomit-ophidolomite) sau magnezitică (ofimagnezit-ophimagnesite). Oficalcitele sunt de departe predominante.

Este vorba de roci tipice ale complexelor ofiolitice care se formează prin reacția dintre serpentinite și $CO_2$ de origine crustală. Produsul metamorfic al oficarbonatului este denumit *metaoficarbonat*.

*Exemplu: metaoficalcit cu antigorit, tremolit și talc, metaofidolomit*

• **Rocă cu silicați de Ca** (sau rocă calcsilicatică): rocă metamorfică constituită din mai mult de 50% din volum din silicați bogați în Ca, cum ar fi epidot, zoizit, vezuvian, piroxenii din seria diopsid-hedenbergit, granați – grossular sau andradit, wollastonit, anortit, scapolit, amfibol de Ca. În mod comun, fazele adiționale sunt carbonații de Ca și Mg care nu trebuie să depășească 50 % din volum.

*Exemplu: rocile cu compoziție mineralogică asemănătoare formate prin metasomatism de contact, trebuie clasificate ca skarne sau ca și corneene cu silicați de Ca*

• **Rodingit**: rocă bogată în Ca și săracă în alcalii și silice (în general, carbonații sunt puțini sau lipsesc), generată prin alterarea metasomatică a rocilor magmatice mafice (bazalte și gabbrouri filoniene) incluse în roci ultramafice (peridotite) serpentinizate. Rodingitele se găsesc, în mod tipic, în serpentinitele complexelor ofiolitice. În Alpii Occidentali, porțiunile constituite predominant din granat erau notate ca granatite. Mineralele rodingitice tipice sunt granații ugranditici (adică din seria uvarovit-grossular-andradit), diopsidul, vezuvianul, epidotul și prehnitul. Un alt mineral care însoțește, în general, silicații bogați în Ca este un clorit concentrat la contactul serpentinit-rodingit.

*Exemplu:*

- *rodingit cu grossular-andradit, vezuvian și clorit*
- *rodingit cu prehnit, hidrogrossular și diopsid*

• **Șist albastru** (*blueschist*): rocă șistoasă a cărei culoare albăstruie este datorată prezenței amfibolilor sodici produși de metamorfismul de P ridicată, cum ar fi glaucofan, crossit, Mg-riebeckit. SCMR recomandă înlocuirea denumirii de *șist albastru* cu alți termeni mai expliciți (*șist cu lawsonit și jadeit, șist cu glaucofan și jadeit* sau *șist cu glaucofan și fengit*).

Este o rocă greu de recunoscut de un nespecialist, deoarece a fost găsită în puţine aflorimente.

• **Serpentinit** (*serpentinite*): rocă metamorfică constituită din peste 75% minerale din grupa serpentinei (antigorit, crisotil, lizardit). Dacă este posibil, este oportună indicarea tipului de serpentină prezentă (i.e. şist antigoritic cu diopsid şi forsterit). Dacă serpentina prezintă o foliaţie marcată, se vorbeşte de serpentinit şistos.

***Exemplu:***

- *serpentinit antigoritic cu forsterit şi diopsid*
- *serpentinit lizarditic cu brucit*
- *serpentinoşist antigoritic cu olivină şi titano-clinohumit*

• **Skarn**: rocă metamorfică cu minerale de Ca, Fe, Mg, Mn, adesea cu benzi sau zone de compoziţie diferită, formată prin interacţiunea dintre un sistem carbonatic şi unul silicatic, în prezenţa fluidelor.

Skarnele pot fi subdivizate pe baza:

- chimismului: skarne calcice, skarne magneziene etc.
- condiţiilor P-T de formare: skarne de temperatură ridicată şi skarne de temperatură scăzută.

Mineralogia tipică a skarnelor cuprinde: wollastonit, diopsid, hedenbergit, grossular, andradit, zoizit, anortit, scapolit, margarit, ilvait, forsterit, humit, monticellit, spinel, flogopit, clintonit, fassait, rodonit, tefroit, piemontit, calcit etc.

*N.B.: Skarnele sunt adesea asociate cu mineralizaţii metalice* (Sn, Mo, W, Te, Cu, Pb, Zn etc.)

## 4.3. NOMENCLATURA ROCILOR DE FALIE

Deoarece în rocile cataclastice şi milonitice dezvoltate în zone afectate de o deformaţie intensă şi localizată (falie sau zone de tăiere), se produc structuri particulare, clasificarea lor a necesitat o nomenclatură specifică.

Termenii cei mai obişnuit utilizaţi sunt următorii:

❖ **Cataclazit** (*cataclasite*): rocă ce conţine, în general, fragmente angulare înglobate într-o matrice cu granulaţie fină constituită din acelaşi material ca şi fragmentele. Ea se formează printr-un proces de cataclază, adică printr-o deformare realizată prin efectul fracturării, rotaţiei şi alunecării. În general, nu este prezentă o orientare preferenţială a granulelor

datorită deformării, dar fracturile pot avea o orientare preferențială. După raportul între fragmente şi matrice, cataclazitele sunt subdivizate în:

- *Protocataclazite*: cataclazite în care matricea cu granulație fină formează mai puțin de 50% din volumul rocii.
- *Ultracataclazite*: cataclazite în care cea mai mare parte a megacristalelor sau fragmentelor litice a fost eliminată, deci matricea cu granulație fină constituie mai mult de 90% din volumul rocii.
- ***Brecia de falie (brecie tectonică – fault breccia)***: cataclazit în care fragmentele angulare sunt semnificativ mai abundente decât matricea, dând rocii un aspect de brecie.
- ***Argilă de falie (fault gouge):*** material de falie necoeziv, cu granulație fină sau ultrafină, care poate prezenta o foliație şi care este, în general, bogat în minerale argiloase. În masa argilei de falie, sunt dispersate, de regulă, claste litice de dimensiuni foarte variabile.

❖ **Milonit** (*mylonite*): rocă produsă printr-o reducere a mărimii granulelor, ca rezultat al unei deformări ductile, necataclastice în zone de falii, şi caracterizată de o foliație fină de tip penetrativ, căreia îi este, de regulă, asociată o liniație minerală. În general, în interiorul matricei cu granulație mai fină, sunt prezente fragmente de cristale de dimensiuni mari numite *porfiroclaste (porphyroclast)* şi fragmente litice de compoziție analoagă. După gradul de reducere a granulației, milonitele sunt subdivizate în:

- ***Protomilonit***: reducerea granulației s-a produs la mai puțin de 50% din volumul rocii.
- *Mezomilonit*: reducerea granulației este cuprinsă între 50-90% din volumul rocii.
- *Ultramilonit*: reducerea granulației s-a produs la peste 90% din volumul rocii.

• **Milonite oculare** (*augen mylonite*): milonite ce conțin cristale mari evidente sau fragmente litice înconjurate de matrice foliată cu granulație fină.

• **Filonit** (*phillonite*): milonit cu granulație fină, bogat în filosilicați, care are strălucirea unui filit.

• **Pseudotachilit** (*pseudotachylite*): rocă cu granulație ultrafină, de culoare, în general, neagră şi aspect lucios, care se prezintă ca vene subțiri injectate sau ca o matrice de pseudobrecie sau pseudoconglomerat ce reumplu golurile de dilatare ale unei roci, prezentând diferite grade de fracturare.

• **Blastomilonit** (*blastomylonite*): milonit ce prezintă un semnificativ grad de recristalizare; conține cristale largi sau fragmente litice distincte înconjurate de matrice fin granulară.

***N.B.:*** *Nu se recomandă utilizarea acestui termen, folosit cu o semnificație foarte diferită de unii autori.*

## 4.4. DEFINIREA UNOR TERMENI STRUCTURALI

• **Bandă** *(layer)*: nivel singular al unei succesiuni de corpuri de roci tabulare aproape paralele.

***N.B.:*** *În literatura română sau italiană, termenul **bandă** este utilizat ca echivalentul litonului metamorfic. Termenul se referă la aspectul sub care* se prezintă roca în aflorimint, dar nu se referă, în mod necesar, la forma tabulară a corpului.

• **Foliație** (foliation): orice caracter planar de tip repetitiv sau penetrativ, care se poate recunoaşte într-un corp de roci.

*Exemple de foliație:*

- o structură regulată în benzi la scara eşantionului,
- o orientare planară preferențială a granulelor minerale de dimensiuni diferite,
- o orientare preferențială a agregatelor minerale lenticulare.

Suprafețele de foliație sunt numite *suprafețe S.*

***N.B.:*** *Într-o rocă, pot fi prezente mai multe tipuri de foliație cu orientări diverse. Foliațiile pot fi suprapuse.*

• **Fractură** (*fracture*): un termen general pentru orice ruptură nepenetrativă în masa unei roci, fie că este însoțită sau nu de deplasare. În timpul sau după formarea lor, fracturile pot fi umplute cu faze minerale.

• **Liniație** (*lineation*): orice caracteristică liniară cu caracter repetitiv sau penetrativ vizibilă într-o rocă.

*Exemplu*:

- *liniație minerală* = orientare dimensională preferențială a mineralelor,
- *liniație de crenulare* = paralelismul axelor de şarnieră, microcutelor,
- *liniație de intersecție* = produsă de intersecția a două foliații.

Într-o rocă, se pot observa mai multe tipuri de liniații cu diferite orientări. Liniile corespondente acestor liniații se numesc *linii L*.

• **Microliton** (*microlithon*): porțiune dintr-o rocă cuprinsă între două foliații succesive.

*N.B.: În general, microlitonii conțin minerale cu orientare diversă față de planele de foliație.*

• **Șistozitate** (*schistosity*): un tip de anizotropie planară ce rezultă dintr-o orientare preferențială a granulelor minerale sau a agregatelor de granule minerale.

• **Structură** (*structure*): dispunerea diverselor părți ale unui corp de roci, independent de scara de observație. Cuprinde:

- raporturile spațiale între elementele constituente ale rocii. Exemplu: structură izotropă, structură orientată.
- dimensiunile, mineralele constituente și forma lor. Exemplu: structură granoblastică, structură porfiroclastică, structură oculară, structură idioblastică, structură xenoblastică.
- caracterele interne ale constituenților minerali. Exemplu: structura internă a unui mineral, structură zonară.

După scară, se utilizează:

- microstructură,
- mezostructură,
- megastructură.

*N.B.: În literatura geologică română, se utilizează încă doi termeni: structură și textură, corespondenții termenilor din limba engleză: **texture** și **structure**. Pentru evitarea confuziilor uneori se preferă utilizarea termenului **structură** în locul celui de **textură** și **fabric** în loc de **structură**.*

Termenul **textură** (în sensul școlii germane, utilizat și în România) se referă la caracterele macro-, mezo- și microscopice ale unei roci, pentru care anglo-saxonii utilizau termenul **„structure"**.

Termenul **structură** (în sensul școlii germane, utilizat și în România) se folosește pentru descrierea caracterelor structurale microscopice, pentru care anglo-saxonii utilizau termenul **„texture"**.

CNMR este, în momentul actual, orientată spre eliminarea diferențelor dintre textură și structură și utilizarea termenului *structură* pentru

descrierea tuturor caracterelor ce se referă la dispunerea părţilor componente ale unei roci independent de scara de observare.

Scara de observare poate fi specificată prin utilizarea prefixelor micro-, mezo- şi mega-, după care scara poate fi:

- microscopică
- mezoscopică: scara eşantionului
- megascopică: scara aflorimentului.

• **Structura gnaisică** (*gneissose structure*): un tip de foliaţie la scara, cel puţin a eşantionului, produsă prin deformare şi recristalizare. Ea poate fi definită de:

- un litaj neregulat sau slab definit,
- ochiuri şi/sau agregate lenticulare de granule minerale (structură oculară),
- granule minerale inechigranulare prezente în mici cantităţi sau cu slabă orientare preferenţială, ce defineşte o şistozitate slab dezvoltată.

• **Clivajul** (*cleavage*): un tip de foliaţie ardeziană ce constă într-un set de suprafeţe subparalele strâns grupate şi produse prin deformare.

*După distanţa (spaţiul) dintre planele de clivaj, se pot distinge:*

- *clivaj continuu*: când există o succesiune de plane la scară milimetrică sau mai fină,
- *clivaj spaţiat*: dacă planele de clivaj se succed având între ele un spaţiu de la multimilimetric la multicentimetric; porţiunea de rocă cuprinsă între două plane de clivaj este denumită *microliton* (microlithon).

*După granulaţia mineralelordispuse în planele de clivaj, se distinge:*

- *clivaj ardezian* (*slaty cleavage*): dacă granulaţia mineralelor este fină sau foarte fină,
- şistozitate (*schistosity*): dacă granulaţia mineralelor este medie sau grosieră.

• **Fabric**: orientare preferenţială a părţilor componente a unei roci.

*N.B.: Fabricul şi structura reprezintă acelaşi lucru, ambii termeni indicând arhitectonica unui corp geologic.*

## 4.5. ALTE DEFINIȚII UTILE

• **Acid, intermediar, bazic, ultrabazic:** termeni de referință pentru roci metamorfice derivate din protoliți magmatici, bazați pe conținutul de $SiO_2$ ( $SiO_2 > 63\%$, $SiO_2$: 63-52%, $SiO_2$ : 52-45%, $SiO_2 < 45\%$).

*N.B. Rocile intermediare sunt ulterior clasificate :*

- intermediar-bazice: cu $SiO_2$ : 52-57%,

- intermediar-acide: cu $SiO_2$ : 57-62%.

• **Diaftoreza** (*diaphthoresis*): metamorfism retrograd pe baza condițiilor de P-T.

• **Diaftorit** (*diaphthorite*): rocă metamorfică afectată de un important proces de diaftoreză, deci de un metamorfism retrograd, în baza condițiilor de P-T.

• **Diferențiere metamorfică** (*metamorphic differentiation*): redistribuirea granulelor minerale şi/sau componenților chimici într-o rocă metamorfică, datorită unui gradient de T, P sau compoziție. În general, are loc o redistribuire spațială a fazelor minerale, fără modificarea compoziției chimice globale a rocii.

***Exemplu** : În filite, acest proces produce o alternanță – mici nivele milimetrice mai bogate în Qtz şi filosilicați care simulează o stratificație sedimentară.*

• **Facies:** „Într-o rocă sau formațiune metamorfică ce a atins echilibrul chimic prin metamorfism în condiții de temperatură şi presiune constantă, compoziția mineralogică este controlată numai de compoziția chimică". *Eskola* (1915):

*Facies metamorfic* = **concept :** două componente ale conceptului → descriptivă şi interpretativă:

- Componenta descriptivă: relația dintre *compoziția chimică* şi *mineralogia* rocii,

- Componenta descriptivă a stat la baza conceptului elaborat de Eskola. Un facies metamorfic este, din punct de vedere descriptiv, un set de asociații minerale metamorfice ce caracterizează o anumită regiune.

• **Serie de faciesuri:** O evoluție PT a unui teren metamorfic ar trebui să traverseze o serie (succesiune) de faciesuri, de-a lungul unui gradient termic caracteristic.

*Miyashiro* (1961) a propus 5 serii de faciesuri :

**1.** Serii de faciesuri **de contact** (P foarte scăzută)

**2.** Serii de faciesuri **tip Buchan** sau **Abukuma** (metamorfism regional de P scăzută)

**3.** Serii de faciesuri de **tip Barrovian** (metamorfism regional de P medie)

**4.** Serii de faciesuri de **tip Sanbagawa** (P ridicată, T medie)

**5.** Serii de faciesuri de **tip Franciscan** (P ridicată, T scăzută)

• **Geobarometru:** Un geobarometru poate fi:
(a) un mineral cu structură dependentă de presiune,
(b) un mineral cu chimismul dependent de presiune,
(c) două sau mai multe minerale, ai căror componenţi chimici comuni îşi modifică partiţiile în funcţie de presiune.

• **Geotermometru**: Un geotermometru poate fi:
(a) un mineral cu structură dependentă de temperatură,
(b) un mineral cu chimismul dependent de temperatură,
(c) două sau mai multe minerale, ale căror componenţi chimici comuni îşi modifică partiţiile în funcţie de temperatură.

• **Minerale femice** (mafice): termen ce se referă la mineralele de Fe şi Mg.

• **Minerale sialice** (felsice) : termen ce se referă la Qtz, felspaţi, feldspatoizi şi scapolit.

• **Rocă femică (mafică)**: rocă constituită, în principal, din minerale femice (a căror participare modală depăşeşte 50% din volumul rocii).

• **Rocă sialică (felsică)**: rocă constituită, în principal, din minerale leucocrate.

• **Simplectit (symplectite)** = intercreştere foarte fină de două sau mai multe faze (indivizii aceleiaşi faze au orientare optică identică).

## 4.6. TERMENI PETROGRAFICI RESTRICŢIONAŢI

❖ **Anagenit**: conglomerat uşor metamorfozat cu fragmente de Qtz şi riolite adesea de culoare roşie, conţinând mică albă fină de neoformaţie.

❖ **Calc-şist**: şist constituit, în principal, din carbonaţi (calcit, ankerit) şi filosilicaţi (mică albă). Termenul de *şist calcitic* este astăzi subtituit de micaşist carbonatic.

❖ **Cipolin**: rocă metamorfică carbonatică bogată în calcit, clorit şi talc.

❖ **Kinzigit**: micaşist gnaisic cu biotit, granat, sillimanit şi cordierit ca minerale accesorii. Este un termen utilizat şi în geologia alpină, cu semnificaţie formaţională, pentru indicarea secvenţelor constituite, în principal, din paraşisturi în facies amfibolitic, adesea cu pungi cuarţo-feldspatice de natură anatectică, caracteristice zonei Ivrea şi Austroalpinului Alpilor Occidentali.

❖ **Leptinit**: benzi amfibolitice, în alternanţă cu benzi felsice, având diverse conotaţii genetice.

❖ **Porfiroid**: metavulcanit cu structură porfirică recognoscibilă, în care fenocristalele originale sunt înconjurate de o foliaţie dată de mice (Exemplu: porfiroid sericitic, porfiroid biotitic); structurile porfirice se pot păstra şi la un grad mediu de metamorfism (Exemplu: porfiroidele de Pietrosu întâlnite în zona Zugreni).

❖ **Şisturi porfiroide**: corneene cu porfiroblaste sau agregate formate prin metamorfismul de contact al rocilor metamorfice de grad scăzut.

❖ **Stronalit**: granulit sau granofels cu granat, sillimanit şi Qtz ± biotit ± feldspat potasic ± Opx. Definit prima dată de *Artini şi Melzi* (1900), ca un diferenţiat acid al rocilor gabbro-noritice, a fost ulterior interpretat de *Bertolani* (1968) ca o rocă granulitică cu cantităţi foarte variabile de granat, Qtz, sillimanit, feldspat potasic ± Opx ± Cpx.

# 5. DEFORMAREA ROCILOR

• *Analiza stressului*
• *Analiza deformării – strainul*
• *Reacţia rocilor la stress (mecanisme de deformare a rocilor): a) Deformarea casantă = cataclastică = rupturală (fisuri, falii); b) Deformarea plastică = ductilă (cute, budine, clivaje, zone de forfecare, şariaje); c) Transferul de masă prin difuziune (porfiroblaste)*

## 5.1. Analiza stressului

Deformarea rocilor este determinată de forţele ce acţionează în cadrul crustei terestre. Vectorul forţă ce acţionează asupra unei suprafeţe are o direcţie şi o mărime care depind de orientarea acesteia. Ca urmare, nu este posibilă definirea forţelor dintr-o rocă, într-un anumit punct, printr-un singur vector; fiecărei suprafeţe care trece prin acel punct îi este asociat un anume vector forţă. Relaţia dintre aceste valori este exprimată ca stressul din acel punct în roca respectivă. Este important de remarcat că stressul poate fi definit doar pentru un punct particular, din moment ce, în mod normal, el diferă de la loc la loc într-un anumit material.

Când o forţă este aplicată unui anumit obiect, urmează accelerarea acestuia. În schimb, într-o stare de stress, forţele se află în echilibru. Dacă un stress inegal este aplicat unei roci pentru o perioadă suficientă de timp, aceasta va fi deformată (strain). Magnitudinea stressului este egală cu magnitudinea forţei divizată cu suprafaţa pe care aceasta acţionează (la fel ca în cazul presiunii). Stressul este, de altfel, un tensor (obiect matematic definit), pentru a cărui caracterizare în spaţiul tridimensional sunt necesare 9 numere. Deoarece în aplicaţiile geologice stressul este simetric, 6 numere sunt însă suficiente pentru definirea acestuia. Dintre acestea, 3 numere descriu valorile principale ale stressului de-a lungul axelor principale de stress în trei direcţii ortogonale, iar celelalte 3 descriu orientarea spaţială a axelor principale de stress. Valorile principale ale stressului sunt exprimate ca $\sigma_1$ (cea mai mare), $\sigma_2$ şi $\sigma_3$ (cea mai mică). Axele principale ale stressului sunt perpendiculare pe cele 3 suprafeţe pe care acţionează.

Stressul este, de obicei, ilustrat printr-un elipsoid al stressului, ale cărui axe principale de stress sunt axele de simetrie. Stressul ce acţionează pe un plan într-o rocă, poate fi descompus în două componente: *stressul normal* ($\sigma_n$) şi *stressul de forfecare* ($\tau$). În aplicaţiile geologice, este utilă subdivizarea stressului în ***stress mediu*** ($\sigma_{mediu} = \sigma_1+\sigma_2+\sigma_3/3$) şi ***stress diferenţial*** ($\sigma_{dif} = \sigma_1-\sigma_3$). Termenul de ***stress deviatoric*** este definit ca $\sigma_{dev} = \sigma_n-\sigma_{mediu}$ şi arată cu cât de mult deviază valoarea stressului normal faţă de stressul mediu. Stressul deviatoric si stressul diferenţial sunt cauza strainului permanent din roci şi analiza lor e foarte importantă în geologie. Foarte rar, direcţia stressului principal şi a strainului coincid.

Câteva exemple de stări deosebite ale stressului sunt:

1. *Stressul uniaxial*, în care un stress principal ($\sigma_1$ sau $\sigma_3$) este diferit de zero şi celelalte două sunt egale cu zero.

2. *Stressul biaxial*, în care două din stressurile principale sunt diferite de zero şi cel de-al treilea este egal cu zero.

3. *Stressul triaxial*, în care $\sigma_1$, $\sigma_2$ şi $\sigma_3$ au valori diferite de zero. Acesta este cel mai general sistem de stressuri şi, probabil, cel mai frecvent întâlnit în natură.

4. *Stressul de forfecare pură*, în care $\sigma_1 = -\sigma_3$ şi este diferit de zero, iar $\sigma_2 = 0$; este un exemplu de stress biaxial.

5. *Presiune hidrostatică*, în care $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = p$.

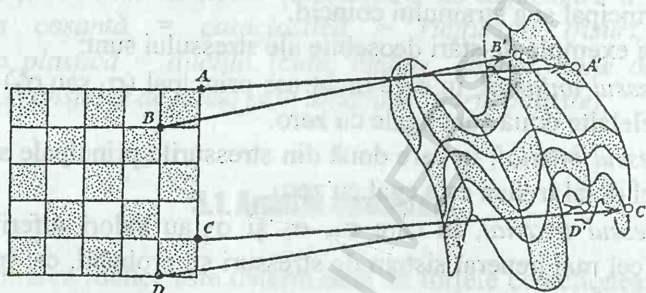
Atunci când se doreşte aflarea stressului normal sau de forfecare pe un plan, la un anumit unghi cu direcţiile principale de stress, elipsoidul stressului nu mai este de folos şi în locul acestuia se foloseşte diagrama Mohr.

## 5.2. Analiza deformării – strainul

Strainul este măsura cantităţii deformării suferite de un obiect. Deformarea poate să apară în diverse feluri: translaţie, schimbare de volum, distorsiune liniară, distorsiune unghiulară şi rotaţie. Strainul se măsoară în două feluri, fie ca schimbarea în lungime a unei linii, fie ca schimbarea unghiului între două linii.

Atunci când un corp este distorsionat, în dispunerea relativă a particulelor apar schimbări. Pentru descrierea acestor schimbări, trebuie să ne concentrăm atenţia asupra unui punct din corpul nedeformat, imaginându-ne o mică sferă cu centrul în acel punct. În corpul deformat, această sferă devine un elipsoid. Strainul omogen se evidenţiază comparând

forma şi mărimea acestui elipsoid numit *elipsoidul strainului (elipsoidul deformării)*, cu forma şi mărimea sferei iniţiale. Axele principale ale elipsoidului strainului sunt notate în lucrările de specialitate cu $\lambda_1$, $\lambda_2$, $\lambda_3$. Pe aceste direcţii, sunt definite strainurile principale, care pot fi exprimate fie ca scurtări, fie ca alungiri. Planele din elipsoid care conţin două direcţii principale se numesc *plane principale de deformare*. Deoarece, în practică, reprezentarea diferitelor stări ale strainului este mai dificilă, se utilizează în locul elipsoidului strainului, diagrama Flinn.



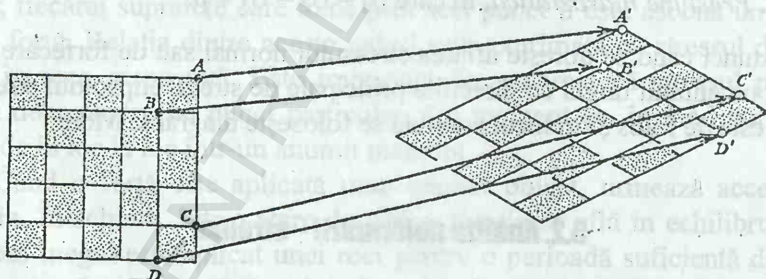




**Figura nr. 2.** *Ilustrarea tipurilor de deformare omogenă sau neomogenă* (după *Hobbs et al.*, 1988)

## 5.3. Reacția rocilor la stress (mecanisme de deformare a rocilor)

*a) Deformarea casantă = cataclastică = rupturală (fisuri, falii);*
*b) Deformarea plastică = ductilă (cute, budine, clivaje, zone de forfecare, șariaje);*
*c) Transferul de masă prin difuziune.*

### Deformare omogenă/Deformare neomogenă

Caracterul deformației unui corp omogen se deduce din analiza formei pe care a avut-o acel corp înainte și după deformație. Astfel, un corp solid a suferit o ***deformare omogenă*** când două părți din el au avut înainte de deformare forme și orientări similare care s-au păstrat și după deformare. Astfel liniile și planele paralele imaginar înscrise în acel corp înainte de deformare vor rămâne paralele și după încetarea deformării. De asemenea, cercul imaginar înscris în acel corp se va transforma într-o elipsă, iar sfera, într-un elipsoid.

Când condițiile caracteristice deformației omogene nu se mai respectă (planele se curbează), atunci deformația are caracter neomogen. ***Deformația neomogenă*** se caracterizează prin viteze diferite de mișcare în fiecare punct al corpului supus deformării (*Figura nr. 2*).

### a) Deformarea casantă

În această deformare, rocile se modifică prin fracturare ce implică schimbare (creștere) de volum, deoarece particulele fragmentate și deplasate nu se mai pot așeza împreună ca înainte de deformare. În cadrul fragmentelor de minerale, nu se produc distorsiuni interne. Așa se deformează rocile în crusta superioară, iar deformarea e, de obicei, localizată pe zone de falii sau șariaje. Expansiunea volumetrică face ca rezistența la cataclază să crească semnificativ cu creșterea presiunii (adâncimea de îngropare). Procesul este, de asemenea, sensibil la variațiile de temperatură.

### b) Deformarea plastică = ductilă

Este un proces de volum constant, dependent de presiune, temperatură sau de descreșterea ratei strainului. De această dată, structura cristalină a granulelor suferă distorsiuni prin alunecarea unul peste altul a planelor atomice. Această deformare se produce, de obicei, de la partea mediană a crustei în adâncime și poate fi acompaniată de revenire sau recristalizare dinamică.

### c) Transferul de masă prin difuziune

În cadrul acestui proces, forma granulelor se schimbă prin difuziunea materialului de pe interfețe de la orientări de stress foarte ridicat la orientări de stress scăzut. Transferul este dependent de presiune, dar şi foarte sensibil la variațiile de temperatură. Apare, în general, la temperaturi ridicate, unde poate să apară difuziunea în stare solidă şi este favorizat de dimensiuni mici ale granulelor.

# 6. ELEMENTE STRUCTURALE ÎN ROCILE METAMORFICE

## 6.1. FOLIAȚIA – tipuri şi mecanisme de formare

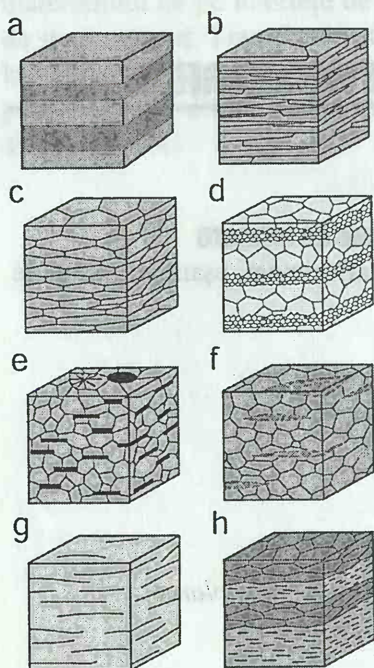
- observabile la diferite scări (regională, afloriment, eşantion, secțiune subțire)
- definesc **fabricul**

• Foliație: orice element planar repetitiv (penetrativ)
• Liniație: orice element liniar repetitiv (penetrativ)

### Tipuri de foliații (figura nr. 3 A)

*a. Stratificație compozițională*
*b. Orientarea preferențială a mineralelor cu habitus planar*
*c. Forme aplatizate datorită unor granule deformate*
*d. Variația dimensiunii granulelor*
*e. Orientarea preferențială a unor minerale cu habitus planar într-o masă fără orientare preferențială*
*f. Orientarea preferențială a unor agregate minerale lenticulare aplatizate*
*g. Orientarea preferențială a unor fracturi (discontinuități)*
*h. Combinații ale situațiilor a-g*

Tipuri de foliații




Tipuri de liniații

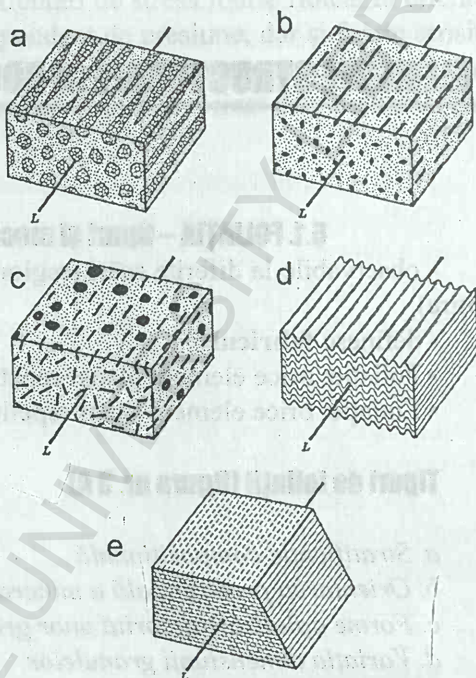



**Figura nr. 3.** *Principalele tipuri de foliații (A) și liniații (B)* (din *Passchier & Trouw*, 1996)

## Tipuri de liniații (figura nr. 3 B)

*a. Agregate minerale alungite (l. de agregat)b. Orientarea preferențială a mineralelor cu habitus alungit (l. minerală) c. Liniație definită de minerale cu habitus planar (l. minerală) d. Axe de microcute (l. de crenulație)*e. Intersecția elementelor planare (l. de intersecție).

**Formarea foliațiilor** **A) Mecanisme asociate forfecării pure**

1) Prin aplatizare – mineralele protolitului sunt transpuse (prin rotații) într-un nou plan. Fabric planar. Alungiri în planul foliației și scurtări în oricare alt plan

2) Prin solubilizare incongruentă și precipitare, sub presiune

3) Prin solubilizare congruentă și precipitare + aplatizare

4) Prin solubilizare congruentă (fără precipitare) + rotiri

5) Prin solubilizare congruentă și precipitare + rotiri

6) Supracreşteri controlate de axele de anizotropie de creştere (principiul lui Ricke)

7) Neoformări minerale controlate de orientarea strainului

8) Recristalizarea agregatelor poligranulare

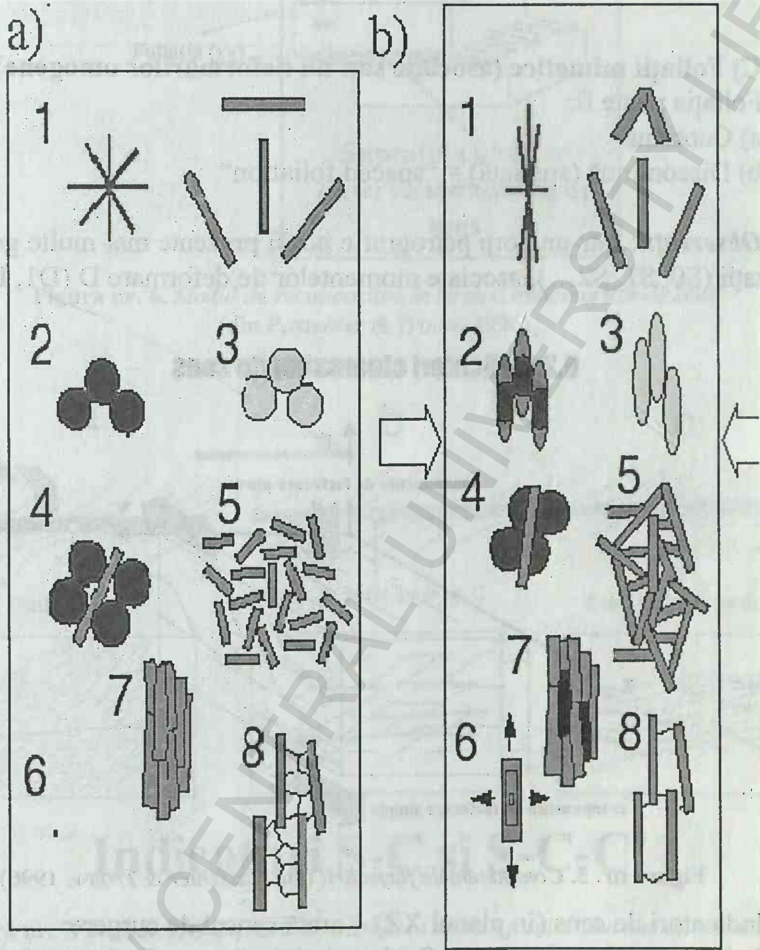



**Figura nr. 4.** *Formarea foliaţiilor prin mecanisme asociate forfecării pure* (din *Passchier & Trouw*, 1996)

**B) Mecanisme asociate forfecării simple**
1) prin cutare – apariția unui clivaj de plan axial
2) prin blasteză dinamică (sincinematică)
3) prin recristalizare dinamică (sincinematică)

**C) Foliații mimetice (asociate sau nu deformărilor omogene)**
Foliația poate fi:
a) Continuă
b) Discontinuă (spațiată) = "spaced foliation"

***Observații***: într-un corp petrografic pot fi prezente mai multe generații de foliații (S0, S1, S2...), asociate momentelor de deformare D (D1, D2...).

## 6.2. Indicatori cinematici de sens

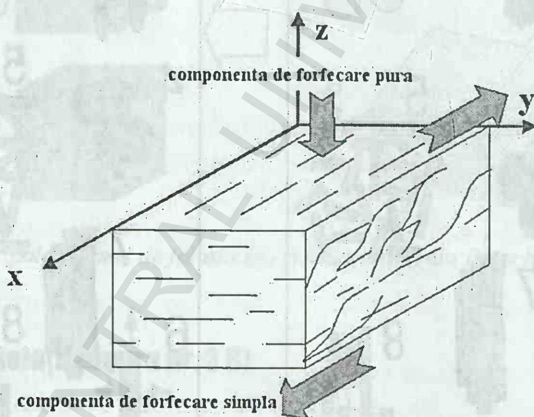



**Figura nr. 5.** *Componentele forfecării* (din *Passchier & Trouw*, 1996)

Indicatori de sens (în planul XZ) – arată sensul de curgere
Indicatorii cinematici pot fi observați la scara aflorimentului, eşantionului sau în secțiuni subțiri orientate XY, YZ şi XZ.

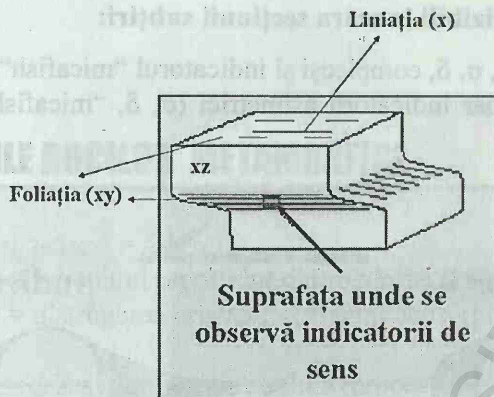
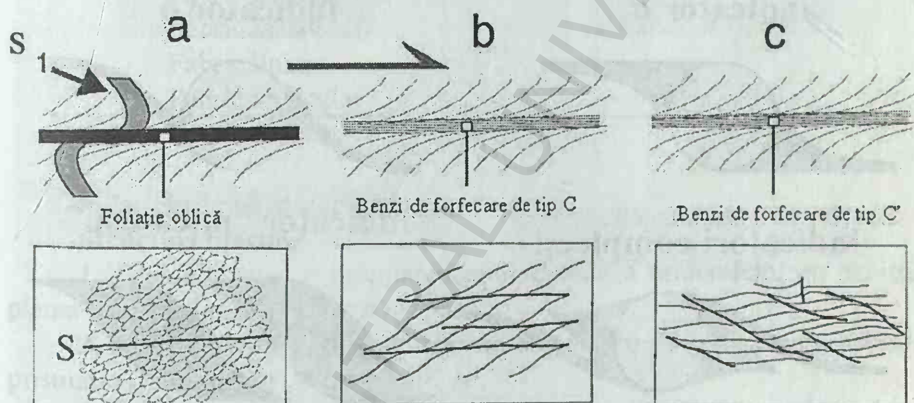



**Figura nr. 6.** *Modul de recunoaştere în teren a indicatorilor de sens* (din *Passchier & Trouw*, 1996)




# Indicatori S-C şi S-C-C'

**Figura nr. 7.** *Indicatori S-C şi S-C-C' vizibili la scara eşantionului sau aflorimentului* (din *Passchier & Trouw*, 1996)

**Indicatori vizibili la scara aflorimentului:**

**1.** Orientarea unor markeri precinematici în raport cu foliația

**2.** Cute asimetrice

**3.** Indicatorii S-C şi S-C-C' (S – Şistozitatea = foliația principală, adesea oblică pe limita zonei de forfecare; C – Benzi de forfecare, adesea paralele cu limita zonei de forfecare; C' – Benzi de forfecare, adesea oblice cu limita zonei de forfecare).

**Indicatori vizibili la scara secţiunii subţiri:**

Indicatorii θ, σ, δ, complecşi şi indicatorul "micafish" (peşte micaceu), Sunt utili doar indicatorii asimetrici (σ, δ, "micafish"), caracteristici porfiroclastelor.

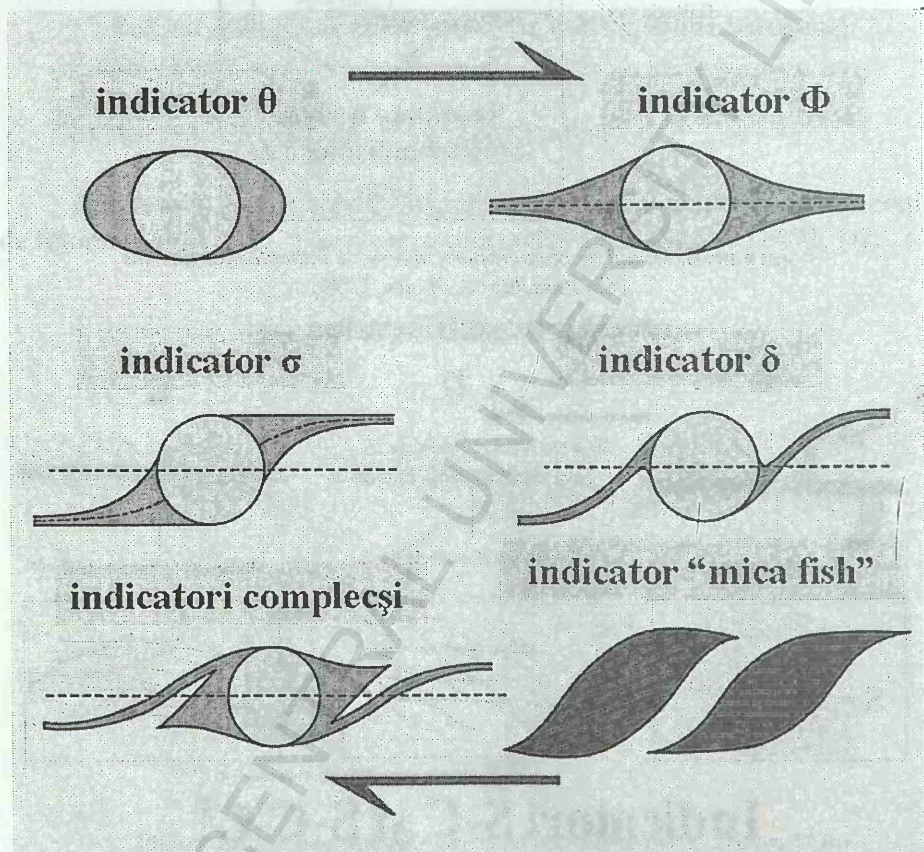



**Figura nr. 8.** *Indicatori cinematici de sens vizibili la scara secţiunii subţiri* (din Passchier & Trouw, 1996 )

# 7. STRUCTURILE ROCILOR METAMORFICE

**Structuri** (*structură = fabric*)

Structura este rezultatul raportului dintre *blasteză și clasteză:*

a) *Clasteza* = distrugerea cristalelor, fragmentare (proces destructiv) = structuri clastice,

b) *Blasteza* = cristalizare în stare solidă (proces constructiv) = structuri blastice.

**a. la scară macroscopică**

Fabric lamelar
Fabric masiv
Fabric liniar
Fabric lenticular
Fabric rubanat

**b. la scară microscopică**

**Structuri blastice**

**1.** *Lepidoblastică* = orientarea preferențială a mineralelor cu habitus planar (fabric planar) – *Figura nr. 9*,

**2.** *Nematoblastică* = orientarea preferențială a mineralelor cu habitus prismatic (fabric liniar) – *Figura nr. 10*,

**3.** *Granoblastică* = fără orientare preferențială (fabric granoblastic = izotrop – *Figura nr. 11*); (structura decusată e un caz particular de structură granoblastică – *Figura nr. 14 d, e*),

**4.** *Porfiroblastică* = prezența penetrativă a porfiroblastelor (minerale de dimensiuni mai mari, crescute în timpul metamorfismului – *Figura nr. 12*).

Sunt posibile orice combinații între structurile de mai sus (1-4), în funcție de aspectele structurale predominante: Grano-lepidoblastică, lepido-nematoblastică, nemato-porfiroblastică etc.

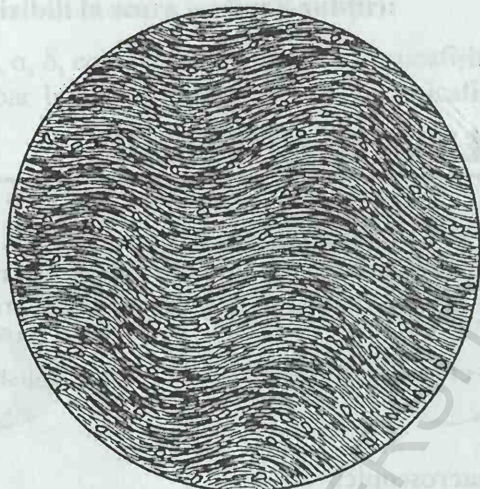


**Figura nr. 9.** *Structură lepidoblastică într-un filit (se observă granule fine de cuarț şi lamele de sericit)*

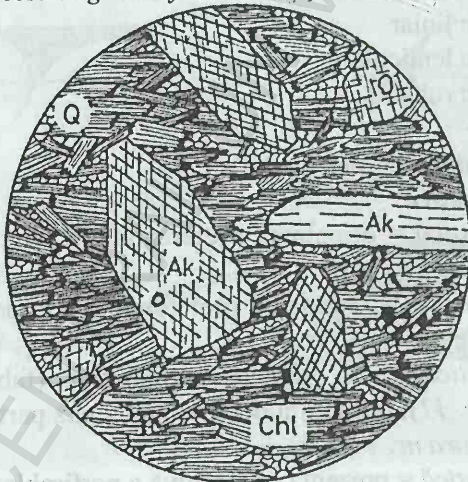



**Figura nr. 10.** *Structură nemato-lepidoblastică într-un şist verde (se observă cristale prismatice de actinot şi lamele de clorit)*

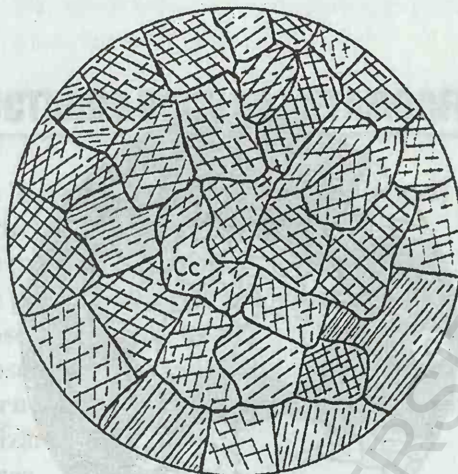



**Figura nr. 11.** *Structură granoblastică într-o marmură (se observă granule poligonale de calcit)*

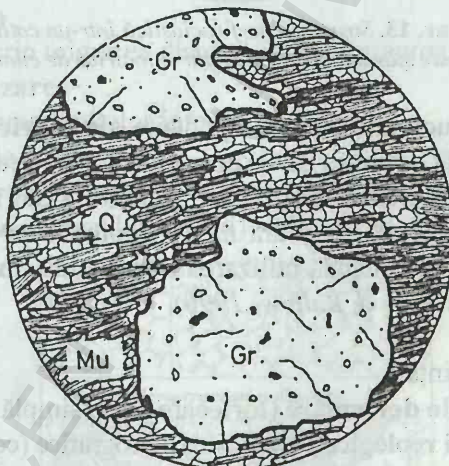



**Figura nr. 12.** *Structură porfiroblastică într-un micaşist cu granaţi (se observă porfiroblaste de granaţi, lamele de muscovit şi cuarţ)*

**Structuri clastice:**

**1.** *Cataclastică (Figura nr. 13),*

**2.** *Porfiroclastică* = prezenţa penetrativă a porfiroclastelor (minerale de dimensiuni mai mari, relicte, pre-cinematice).

**Structuri plastice:**
*1. Milonitică*

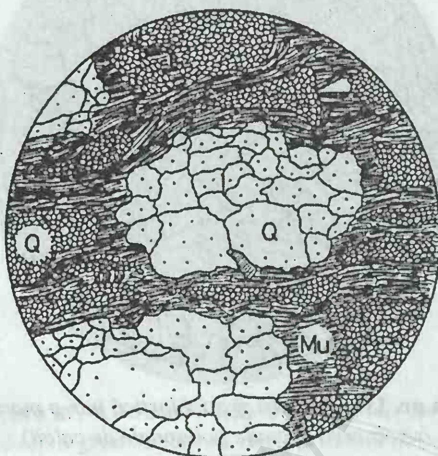



**Figura nr. 13.** *Structură porfiroclastică într-un cataclazit (se observă cristale sfărâmate de cuarț într-o matrice de cuarț, feldspat și mică)*

Elementele structurale sunt componente ale **fabricului.** Termenul de **fabric** înglobează atât noțiunea de **structură,** cât și pe cea de **textură.**

***Observație***: Termenul englezesc „texture" se referă la relațiile geometrice dintre minerale, la scară microscopică. *International Union of Geosciences (IUGS)* recomandă utilizarea tremenului **„microstructure"**, în loc de „texture" (*Paschier & Bullow, 1990*).

**Fabricul:**

- este o consecință a
  - **regimului de deformare** (forfecare pură, simplă, generală),
  - **comportării reologice** a corpurilor petrografice (compoziția modală),
  - **condițiile PT** de metamorfism.

***Observație:***

- fluidele favorizează, de exemplu, blasteza mineralelor hidratate,
- fluidele percolează rocile deformate (sau în curs de deformare), în special, pe toate tipurile de discontinuități. Se dezvoltă astfel benzi de minerale hidratate ce alternează cu benzi minerale anhidre (se formează foliații discontinui),
- fluidele afectează drastic comportarea reologică a sistemelor petrografice.

# 8. MICROSTRUCTURILE ROCILOR METAMORFICE

- penetrative la scara mică (scara secțiunii subțiri)

**A) Microstructuri relicte**

- moştenite (conservate) de la protolit,
- trădate de pseudomorfoze după minerale relicte:
  - a) pseudomorfoze totale,
  - b) pseudomorfoze parțiale.

**B) Microstructuri deformaționale** date de raportul: deformare / revenire / recristalizare

**1. Deformarea**

Se produce prin *curgere cataclastică* (fragmentarea mecanică şi alunecarea + rotirea fragmentelor)

**2. Revenirea**

Se produce prin migrarea dislocațiilor şi formarea subgranulelor

**3. Recristalizarea**

a) Prin migrarea limitelor intergranulare,

b) Prin rotirea subgranulelor.

**C. Microstructuri controlate de creşterea temperaturii** (sau de dominanța blastezei asupra deformării) – *Figura nr. 14*

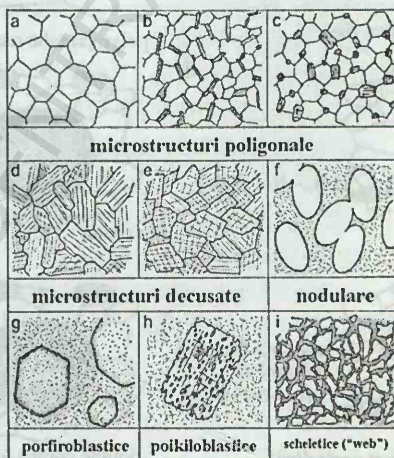



**Figura nr. 14.** *Microstructuri controlate de dominanța blastezei asupra deformării* (din Passchier & Trouw, 1996)

**D. Microstructuri controlate de scăderea bruscă a presiunii sau/şi temperaturii**

- depresurizările rapide (adiabatice),
- răcirile rapide.

• Şansele cele mai mari pentru conservarea paragenezelor mai vechi (relicte),

• Mineralele cele mai instabile în noile condiţii PT se descompun (sau reacţionează), formând faze minerale stabile în noile condiţii, dar blasteza este inhibată ($v_{nucleere} > v_{creştere}$),

• Se formează intercreşteri fine de minerale (dimensiuni mici ale cristalelor, uneori dimensiuni submicroscopice) =

**a) simplectite**

**Cazuri particulare** de simplectite:

- myrmekite,
- microstructuri grafice,
- microstructuri scheletice (web) = o fază scheletică intercrescută cu o fază larg cristalizată.**b) lamele de exsoluţii,**

**c) microstructuri coronitice** (caz particular: kelifitice) – *Figura nr. 15.*

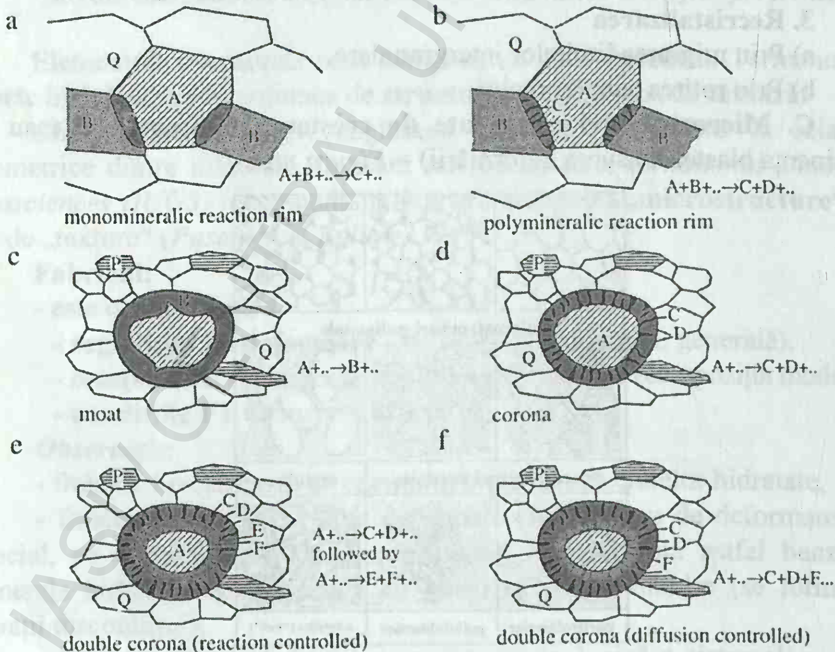
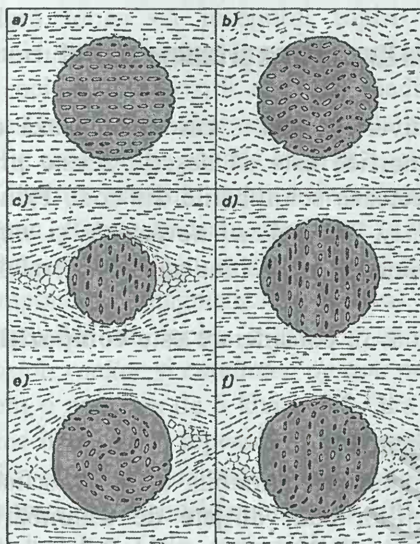



**Figura nr. 15.** *Tipuri de microstructuri coronitice* (după Passchier & Trouw, 1996)

**E. Microstructuri asociate blastezei, în raport cu un eveniment deformațional**• Cristale pre-cinematice *(Figura nr. 16 c, 16 d sau 16 a)*

• Cristale sin-cinematice *(Figura nr. 16 e, 16 f)*

• Cristale post-cinematice (*Figura nr. 16 a, 16 b)*




**Porfiroblast post-cinematic***

**Cristalul din imaginea (a) poate fi și precinematic**

**Porfiroblast pre-cinematic**

**Porfiroblast sin-cinematic**

**Figura nr. 16.** *Microstructuri asociate blastezei, în raport cu un eveniment deformațional* (din *Passchier & Trouw*, 1996)

# 9. FACTORII FIZICO-CHIMICI AI METAMORFISMULUI

## Limitele metamorfismului (presiunea şi temperatura)

Metamorfismul rezultă din diverse procese care acţionează asupra rocilor şi scopul petrologiei metamorfice este să descrie aceste procese. Există mai multe variabile care afectează schimbările din roci. Principalii factori sunt însă schimbările de ***P*** şi ***T***, ***stressul deviatoric*** şi ***migraţia fluidelor***, toţi aceştia afectând mineralogia, chimismul mineralelor şi, uneori, chiar chimismul rocilor.

Un alt parametru ce trebuie luat în considerare este **compoziţia chimică a rocilor** iniţiale.

## Temperatura

Temperatura este cea mai importantă variabilă a metamorfismului, deoarece marea majoritate a reacţiilor sunt dirijate de schimbările de temperatură. Aceasta este, de obicei, exprimată în grade Celsius, deşi în calculele termodinamice se foloseşte Kelvinul (K = °C + 273,15). Schimbările de temperatură necesită adăugare de căldură suplimentară rocilor. Sursele de căldură pot fi în jurul unui corp magmatic sau o sursă regională situată în adâncime, precum căldura mantalei. În plus, dezintegrarea elementelor radioactive a afectat semnificativ structura termică a pământului. Limita inferioară a metamorfismului depinde de materialul parental. Transformări importante ale evaporitelor, ale materialului vitros sau organic, de exemplu, încep să se producă la temperaturi foarte joase, în comparaţie cu temperaturile necesare metamorfozării rocilor carbonatice sau silicatice.

În multe roci, transformările de fază încep imediat după sedimentare şi continuă pe măsura îngropării materialului. Dacă aceste transformări sunt numite diagenetice sau metamorfice, e o chestiune de convenţie. Cu toate acestea, mulţi autori sunt de acord că, în rocile silicatice, *limita inferioară a metamorfismului* este în jurul valorii de 150±50 °C. Prima apariţie a următoarelor minerale indică, de regulă, începutul metamorfismului: **carfolit, pirofilit, glaucofan, lawsonit, paragonit, prehnit, pumpellyit** şi

**stilpnomelan**. Menţionăm că aceste minerale pot fi prezente şi ca granule detritice în sedimentele nemetamorfozate.

*Limita superioară de temperatură a metamorfismului* este, de asemenea, vagă. Tehnic, domeniul metamorfic se termină atunci când rocile se topesc, dar sunt multe cazuri când rocile au suferit doar o topire parţială. Se consideră totuşi că începutul topirii rocilor este inclus în domeniul metamorfismului câtă vreme rocile rămân predominant în stare solidă. Mai mult, roci cu compoziţii chimice medii diferite se topesc la temperaturi diferite. În această chestiune, se poate avea în vedere şi metamorfismul mantelic care merge până la baza mantalei superioare.

Topirea parţială implică întotdeauna un aspect metamorfic şi unul magmatic. Rocile crustale care sunt produse prin topire parţială se numesc *migmatite* şi sunt alcătuite dintr-o parte metamorfică reziduală (melanosom) şi o componentă magmatică (neosom). Determinările experimentale ale temperaturilor de topire a rocilor arată că acestea depind de *presiune*, *compoziţia rocilor* şi *cantitatea de apă* prezentă. Să presupunem, de exemplu, că avem o presiune de 5 kbari (0,5 GPa). În prezenţa unui fluid apos, rocile granitice încep să se topească la temperaturi de cca. 660 °C, în timp ce rocile bazaltice au nevoie de temperaturi mai mari, de cca. 800 °C. În lipsa apei, aceste temperaturi cresc considerabil: cca. 1000 °C pentru granite şi cca. 1120 °C pentru bazalte. Cele mai ridicate temperaturi determinate prin metode geotermometrice pentru roci metamorfice de origine crustală sunt de 1000-1100 °C. Cu toate acestea, metamorfismul nu are loc doar în crustă. Un anumit volum de roci din celulele de convecţie ale mantalei suferă în mod continuu procese metamorfice precum recristalizări şi transformări de fază în stare solidă la temperaturi ce depăşesc 1500 °C. Studiile petrologice din regiunile orogenice afectate de metamorfism regional au arătat că, de obicei, valorile temperaturii nu au depăşit 650 – 700 °C (*Bucher şi Frey*, 2002) – *Figura nr. 17*.

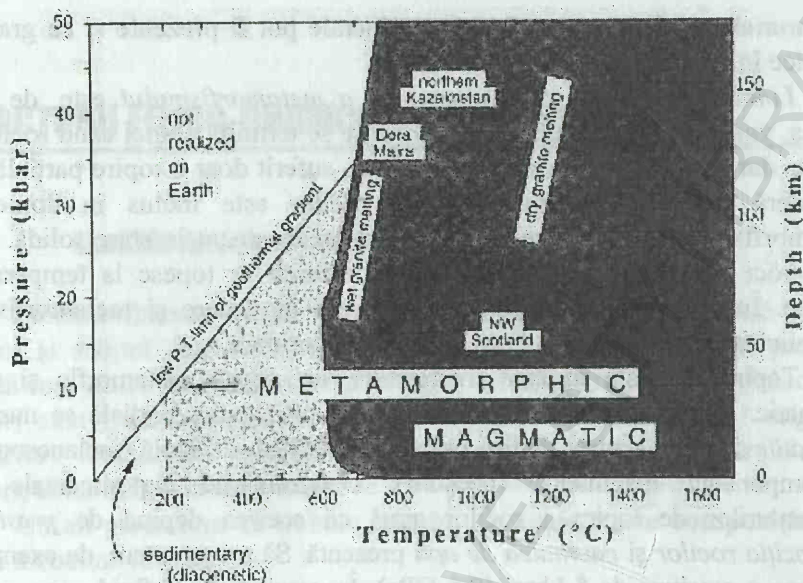



**Figura nr. 17.** *Limitele de presiune şi temperatură pentru procesele metamorfice* (din *Bucher şi Frey*, 1994)

**Presiunea litostatică**

Presiunea litostatică este al doilea factor ca importanţă în metamorfism, deoarece multe reacţii chimice depind de presiune. Este exercitată de masa acoperitoare a rocilor şi magnitudinea sa depinde de adâncime şi de densitatea coloanei de roci. Cunoaşterea adâncimii (presiunii litostatice) este de o importanţă deosebită în executarea reconstrucţiilor tectonice.

În crustă, relaţia dintre presiune şi adâncime este dată de ecuaţia: $P = \rho gh$.

**Limita inferioară de presiune a metamorfismului**

Dacă magma se ridică aproape de suprafaţa crustei, în aureolele de contact, metamorfismul se poate produce la presiuni de câţiva bari.

**Limita superioară de presiune a metamorfismului**

Pentru mult timp s-a crezut că presiunile maxime din rocile crustale nu depăşesc 10 kbari (1 GPa), ceea ce corespunde presiunii litostatice la baza crustei continentale cu o grosime de 30-40 km. Pe măsură ce calibrările experimentale s-au îmbunătăţit, s-a găsit că ansamblurile mineralogice din eclogite au atins adesea presiuni de 15-20 kbari (1,5-2 GPa). Descoperirile de roci piropice cu *coesit* din Masivul Dora – Maira (*Chopin*, 1984) arată că presiunile pot depăşi în timpul metamorfismului valoarea de 30 kbari (3

GPa). Mai mult, descoperirea diamantelor metamorfice din gnaisele şi marmurele dolomitice ale Masivului Kokchetav din Kazahstan (*Sobolev şi Shatsky*, 1990), dar şi în alte regiuni ale lumii (Germania, Norvegia, China, Grecia), arată că formarea rocilor cu diamante necesită presiuni de minimum 60 Kbari (6 GPa). Transformarea rocilor la asemenea presiuni ridicate se numeşte metamorfism de presiune ultra-înaltă (UHPM) şi s-a dovedit experimental că aceste super-presiuni sunt legate de subducţia rocilor crustale la adâncimi de peste 120 km.

Metamorfismul nu poate fi însă restrâns doar la crusta terestră. Ca un exemplu, multe peridotite cu granat din complexele ofiolitice sau din xenolitele kimberlitice au atins presiuni mai mari de 30-40 kbari (3 – 4 GPa).

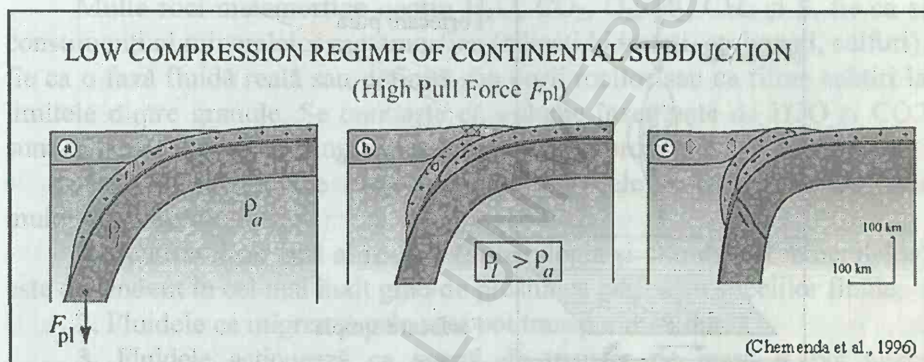



**Figura nr. 18.** *Regimul de compresie scăzută al subducţiei continentale* (după *Chemenda et al.*, 1996)

*Chemenda et al.* (1996) au efectuat o modelare fizică a unei litosfere cu trei straturi, incluzând o crustă continentală plastică, o crustă inferioară foarte subţire şi o manta plastică. Autorii au stabilit două regimuri posibile ale subducţiei continentale, caracterizate de cuplări strânse sau lasce între placa acoperitoare şi cea subdusă. Subducţia crustei continentale atinge adâncimi maxime în cazul unui regim de cuplaj lasc. În acest caz, crusta continentală cedează (se rupe) la baza plăcii acoperitoare. Datorită diferenţei de densitate dintre rocile crustale şi mantaua înconjurătoare, crusta subdusă se intrude de-a lungul zonei de subducţie *(Figura nr. 18)*.

### Stressul deviatoric

În general, presiunea litostatică este considerată ca fiind hidrostatică (echivalentă în toate direcţiile). În centurile orogene active, există însă şi un component ne-hidrostatic sau stressul deviatoric. De obicei, valorile stressului deviatoric sunt mici, de la 5-10 bari (0.5 x $10^{-3}$ – $10^{-3}$ GPa) până la

100 bari (0,01 GPa). Rocile nu pot susține stressuri mai mari în condițiile unor rate de strain geologic scăzute. Datorită acestor magnitudini mici, stressul deviatoric nu afectează semnificativ echilibrul de fază al mineralelor, deşi au un oarecare efect în cinetica reacţiilor. Acesta este însă parametrul care duce la formarea cutelor şi a foliaţiilor în roci, la alinierea mineralelor sau la rotirea porfiroblastelor. Cu alte cuvinte, stressul deviatoric produce fabricul orientat al unei roci.

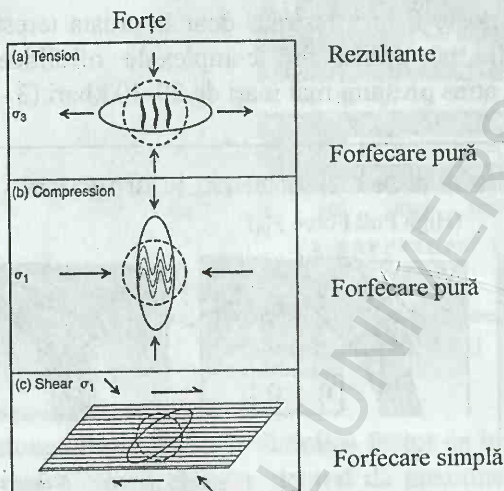



**Figura nr. 19.** *Principalele forțe şi deformările rezultante ale acestora: Tensiunea şi Compresia ortogonală şi neortogonală* (din *Passchier & Trouw*, 1996)

Principalele forțe ce pot acționa asupra corpurilor geologice sunt: *tensiunea* (ce cauzează tensiuni de fractură pe care pot precipita anumite minerale) şi *compresia* (ce produce aplatizări sau cutări), iar rezultantele acestora sunt procesele de forfecare simplă, pură şi de curgere generală necoaxială; deformarea se produce prin forfecare.

# 10. FAZE FLUIDE ÎN METAMORFISM

## NATURA ŞI COMPOZIŢIA FLUIDELOR METAMORFICE

Prezenţa unei faze fluide apoase în roci supuse metamorfismului este critică pentru ratele reacţiilor chimice şi transportului chimic.

Multe roci metamorfice conţin $H_2O$, $CO_2$, $O_2$, $H_2$, $CH_4$ şi S, fie ca şi constituenţi ai mineralelor metamorfice (silicaţi hidrataţi, carbonaţi, sulfuri), fie ca o fază fluidă reală sau definită din porii rocilor sau ca filme subţiri la limitele dintre granule. Se cunoaşte că volume însemnate de H2O şi CO2 sunt eliberate din roci în timpul metamorfismului progresiv.

Fluidele sunt foarte importante în procesele metamorfice din mai multe motive:

**1.** Echilibrul de fază al rocilor (mineralogia şi chimismul mineralelor) este dependent în cel mai înalt grad de presiunea parţială a speciilor fluide,

**2.** Fluidele ce migrează prin roci pot transporta căldură,

**3.** Fluidele acţionează ca agenţi de transfer de masă şi pot altera compoziţia chimică medie a rocilor precum şi compoziţia izotopică a acestora,

4. Transportul fluidelor e răspunzător de depunerea zăcămintelor de SMU

Fluidele prinse în incluziunile fluide din minerale pot da informaţii despre presiunea şi temperatura din timpul metamorfismului.

# 11. ECHILIBRUL ÎN SISTEMELE METAMORFICE

Constituenţii chimici care alcătuiesc o rocă sunt distribuiţi în faze omogene, minerale şi fluide, care formează ansamblul cu cea mai scăzută energie liberă pentru sistem la anumite valori ale temperaturii şi presiunii, numit *ansamblul echilibrului de fază* (*Bucher şi Frey*, 2002).

• *Asociaţie minerală* = toate mineralele prezente în rocă,

• *Parageneză minerală* = toate mineralele care s-au format în condiţii de echilibru.

O rocă poate fi constituită din una sau mai multe parageneze. Simplificând lucrurile, se poate spune că o singură parageneză defineşte o rocă echilibrată, iar mai multe parageneze, o rocă neechilibrată. Situaţia reală e însă mai complicată. Să luăm ca exemplu cazul când două parageneze coexistă într-un volum de rocă. Chiar dacă ar fi la dezechilibru între ele, dacă sunt separate de o porţiune de rocă cu care fiecare dintre ele este la echilibru, în acest caz, este vorba de mărimea sistemului şi de condiţia de închis sau deschis a acestuia.

La echilibru, compoziţia mineralogică şi chimismul fiecărui mineral sunt determinate de condiţiile P, T, x (fugacitate).

• Mineralele relicte sau produsele de transformare secundară reprezintă faze ale altor parageneze ce semnifică alte condiţii PTx

• Determinarea numărului de parageneze şi succesiunea acestora = studiu paragenetic

• Studiul paragenetic = esenţial pentru înţelegerea evoluţiei metamorfice a unui sistem petrografic **f = c + n - w** (regula fazelor sau regula lui Goldschmidt)

f = nr. de faze la echilibru

c = nr. de componenţi ai fazelor

n = nr. de variabile (P, T, $x_i$) ce pot varia independent, fără să afecteze numărul şi compoziţia fazelor aflate la echilibru)

w = 0 – echilibru invariant (un punct în diagrama PT)

w = 1 – echilibru monovariant (o linie în diagrama PT)

w = 2 – echilibru bivariant (o zonă bidimensională în diagrama PT)

w > 2 – echilibru multivariant (o porţiune multidimensională a spaţiului P, T, $x_i$ ($x_{i1}$ $x_{i2}$ $x_{i3}$...).

Într-un sistem petrografic metamorfic, situaţia cea mai frecventă este $w \geq 2 \rightarrow$ **$w = c + 2 - f \geq 2$.**

Cea mai comună reprezentare a echilibrelor de fază este diagrama PT (unde se pot observa direct echilibrele invariante, monovariante şi bivariante).

Echilibrele multivariante nu pot fi reprezentate într-o diagramă bidimensională.

Pentru simplificarea reprezentării, se consideră n = 2 (P şi T).

Pentru diferite valori ale lui $x_i$ se poate face câte o reprezentare PT.

Componenţii c îi putem alege în mod convenabil, în funcţie de complexitatea sistemului chimic, astfel încât c să fie cât mai mic.

Ex.: $Al_2SiO_5$

poate fi considerat ca o fază (cianit) alcătuită din componenţii $Al_2O_3$ şi $SiO_2$

poate fi considerat ca un component.

**Să presupunem următoarele situaţii:**

**a) f = c,** deci w = 2 (situaţia cea mai frecventă în rocile metamorfice).

Roca reprezintă un echilibru bivariant şi a fost colectată dintr-o zonă de metamorfism (una dintre fazele **f** reprezintă mineralul index al zonei de metamorfism respective).

**b) f > c,** deci w < 2

*Cauza*: proba reprezintă un echilibru **monovariant** (locaţia de probare reprezintă un izograd) sau un echilibru **invariant** (locaţia de probare reprezintă o condiţie de invarianţă).

Aceste situaţii sunt rare sau chiar excepţionale.

**c) f < c**

**Cauze:**

**1. Fie există componenţi miscibili** ex. c = 2 (Ab şi An) şi f = 1 (Plg)

**2. Fie există componenţi volatili *perfect* mobili**: H2O, CO2

Ex.: A + H2O = B (mineral hidratat), dar H2O nu o regăsim ca fază

**3. Fie există componenţi *perfect* mobili**

(componenţi uşor levigabili în soluţie fluidă)

Ex.: A (min cu Na şi Ca) + H2O exces = B (mineral hidratat de Ca) + NaOH în soluţie

**4. Fie echilibrul nu a fost atins** (nu toate fazele considerate fac parte din aceeaşi parageneză)

**5. Fie nu am ales bine componenţii c.**

# 12. REACȚIILE CHIMICE DIN ROCILE METAMORFICE

Procesele metamorfice pot fi văzute şi ca o combinație de (1) reacții chimice între minerale sau între minerale şi fluide (în principal, apă) şi (2) transportul şi schimbul substanţelor şi căldurii între domeniile unde aceste reacții se produc.

*Observație*: la presiune mare, un gaz poate avea densitatea unui fluid

Reacțiile chimice din roci pot fi clasificate în funcții de diferite criterii, astfel:

## A) – REACȚII ÎN FAZĂ SOLIDĂ (REACȚII SOLID-SOLID)

Sunt reacții ce implică doar componenți de fază ai fazelor solide şi presupun difuzie în stare solidă cu schimbarea chimismului.

### *1. Reacții cu transfer de materie (reacții de transfer net)*

Reacții care transferă componenții mineralelor reactante către mine-ralele ce se formează.

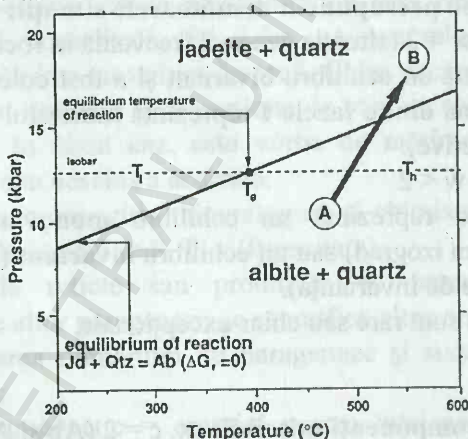



**Figura nr. 20.** *Diagrama P-T privind condiţiile de echilibru ale reacţiei Jadeit + Cuarț = Albit* (din Bucher şi Frey, 2002)

***Reacții ce implică doar fază anhidră***

**Ex.: Jadeit (Jd) + Cuarț (Qtz) = Albit (Ab) –** ***Figura nr. 20***

**Grossular (Grs) + Cuarț (Qtz) = Anortit (An) + 2 Wolastonit (Wo)**

**3 Ferocordierit (Fe-Crd) = 2 Almandin (Alm) + 4 Sillimanit (Sil) + 5 Cuarț (Qtz)**

*Reacții solid-solid ce conservă volatilele*
**Ex.: Antofilit (Ant) = Talc (Tlc) + 4 Enstatit (En)**
**Wairakit (Wa) = Lawsonit (Lws) + 2 Cuarț (Qtz)**
**2 Muscovit (Ms) + Cordierit (Crd) = 2 Flogopit (Flo) + 8 Sillimanit (Sil) + 7 Cuarț (Qtz)**

2. *Reacții de schimb*
Reacții ce schimbă componenții dintr-un ansamblu mineralogic.

*Reacții în care sunt implicați doar componenți ai unor faze anhidre*
**Ex.: Forsterit (Fo) + Ferosilit (Fs) = Fayalit (Fa) + Enstatit (En)**
(schimb de Fe-Mg între olivină și piroxen rombic)
**Diopsid (Di) + Almandin (Alm) = Hedenbergit (Hed) + Pirop (Prp)**
(schimb de Fe-Mg între piroxen monoclinic și granat)

*Reacții solid-solid, ce conservă volatilele*
**Ex.: Pirop (Prp) + Annit (Ann) = Almandin (Alm) + Flogopit (Flo)**
**(schimb de Fe-Mg între granat și annit)**

3.*Reacții de exsoluție/ Reacții solvus*
**Ex.: Feldspat alcalin de temp. ridicată = Feldspat potasic + Feldspat sodic**
**Calcit bogat în magneziu = calcit + dolomit**
**Piroxen monoclinic de temp. ridicată = Diopsid (Di) + Enstatit (En)**
**Piroxen rombic aluminos = Enstatit (En) + Granat (Grt)**

Unii autori includ în categoria reacțiilor solid-solid și reacțiile polimorfe sau tranzițiile de fază, însă acestea nu presupun schimbarea chimismului, ci reprezintă, de fapt, procese fizice de rearanjare a particulelor.

Cele mai reprezentative reacții polimorfe sunt:

| | |
|---|---|
| $Al_2SiO_5$ | **Cianit (Ky) = Andaluzit (And);** |
| | **Cianit (Ky) = Sillimanit (Sil);** |
| | **Sillimanit (Sil) = Andaluzit (And)** – *Figura nr. 21* |
| $CaCO_3$ | **calcit = aragonit** – *Figura nr. 22* |
| C | **grafit = diamant** – *Figura nr. 23* |
| $SiO_2$ | **α-Qtz = β-Qtz; α-Qtz = coesit** – *Figura nr. 23* |
| $KAlSi_3O_8$ | **microclin = sanidină** |

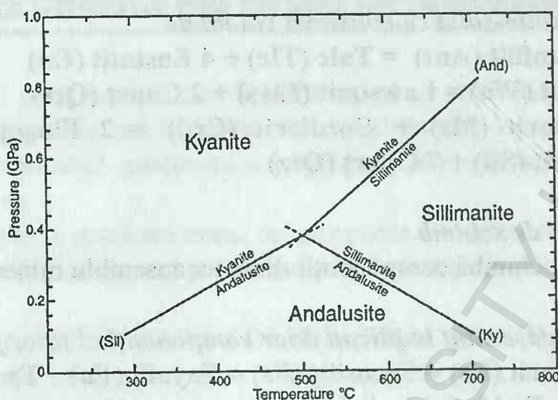



**Figura nr. 21.** *Diagrama de fază a silicaților de aluminiu* (din *Bucher și Frey*, 2002 )

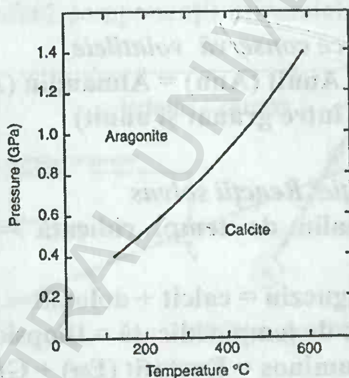



**Figura nr. 22.** *Transformarea de fază calcit – aragonit* (din *Johannes și Puhan*, 1971)

Deoarece reacția calcit – aragonit are o cinetică extrem de ridicată, aragonitul format în adâncime se transformă foarte rapid în calcit în timpul exhumării (ridicării spre suprafață) rocilor, așa încât aragonitul a fost foarte rar pus în evidență în rocile care au atins presiuni ridicate în timpul metamorfismului. *Dobrzhinetskaya et al.* (2004) au găsit incluziuni de aragonit în diamantele din Masivul Kokchetav din Kazahstan, cu ajutorul studiilor de microscopie electronică prin transmisie (TEM).

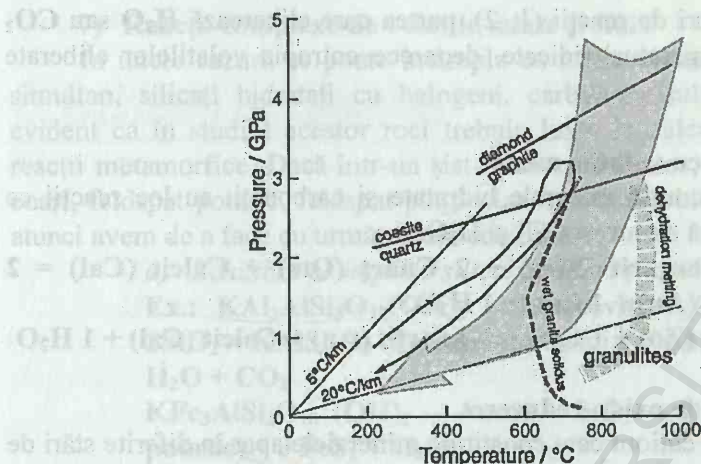
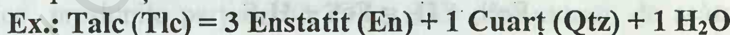


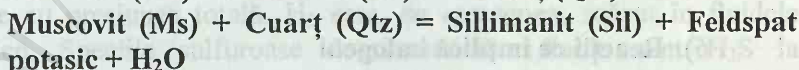

Figura nr. 23. *Câmpurile de stabilitate ale polimorfilor C şi $SiO_2$* (după Chopin, 2003)

## C) - REACŢII CU VOLATILE ($H_2O$, $CO_2$) ÎNTRE FAZELE REACTANTE

### 1) Reacţii de hidratare/dehidratare

*Reacţiile care implică apă sunt cele mai importante reacţii metamorfice*. Metasedimentele de grad scăzut conţin procente ridicate de minerale hidratate. Rocile metapelitice şi metamafice din faciesul subşisturilor verzi conţin, îndeosebi, minerale argiloase (şi zeoliţi). Mineralele serpentinice se formează, la rândul lor, în rocile ultramafice metamorfozate la grad scăzut. Aceşti filosilicaţi conţin apă până la 12 % din greutate. Mineralele hidratate sunt îndepărtate succesiv din roci prin reacţii de dehidratare continue şi discontinue. Eliberarea apei în timpul metamorfismului prograd al protoliţilor bogaţi în apă face ca un fluid apos liber să fie prezent în roci, fie permanent, fie periodic, în timpul reacţiilor de dehidratare.


**Ex.: Talc (Tlc) = 3 Enstatit (En) + 1 Cuarţ (Qtz) + 1 $H_2O$**


**Muscovit (Ms) + Cuarţ (Qtz) = Sillimanit (Sil) + Feldspat potasic + $H_2O$**


**Pirofilit (Prf) = Cianit (Ky) + 3 Cuarţ (Qtz) + $H_2O$**

### 2) Reacţii de carbonatare/decarbonatare

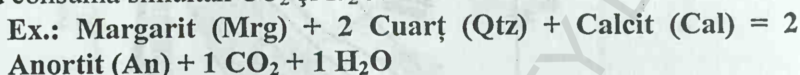

**Ex.: Calcit (Cal) + Cuarţ (Qtz) = Wollastonit (Wo) + $CO_2$**


**Dolomit (Dol) = Calcit (Cal) + Periclaz (Per) + $CO_2$**

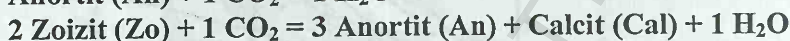
În aceste tipuri de reacții (1, 2), partea care eliberează $H_2O$ sau $CO_2$ este stabilă la temperaturi ridicate, deoarece entropia volatilelor eliberate este foarte mare.

**3) Reacții cu volatile mixte**

În rocile ce conțin minerale hidratate şi carbonați, au loc reacții ce produc sau consumă simultan $CO_2$ şi $H_2O$.



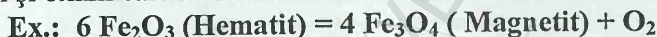
**Ex.: Margarit (Mrg) + 2 Cuarț (Qtz) + Calcit (Cal) = 2 Anortit (An) + 1 $CO_2$ + 1 $H_2O$**



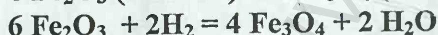
**2 Zoizit (Zo) + 1 $CO_2$ = 3 Anortit (An) + Calcit (Cal) + 1 $H_2O$**

**4) Reacții de oxido-reducere**

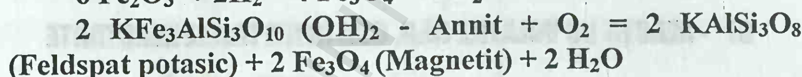
Un număr de cationi care constituie mineralele apar în diferite stări de oxidare: $Fe^{2+}/Fe^{3+}$, $Cu^{+}/Cu^{2+}$, $Mn^{2+}/Mn^{3+}$ etc. Cel mai important cuplu redox din silicații şi oxizii care alcătuiesc rocile metamorfice este $Fe^{2+}/Fe^{3+}$.



**Ex.: 6 $Fe_2O_3$ (Hematit) = 4 $Fe_3O_4$ ( Magnetit) + $O_2$**



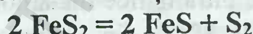
**6 $Fe_2O_3$ + 2$H_2$ = 4 $Fe_3O_4$ + 2 $H_2O$**



**2 $KFe_3AlSi_3O_{10}$ $(OH)_2$ - Annit + $O_2$ = 2 $KAlSi_3O_8$ (Feldspat potasic) + 2 $Fe_3O_4$ (Magnetit) + 2 $H_2O$**

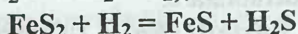
**5) Reacții de sulfurare/desulfurare**

Sulfurile sunt minerale accesorii des întâlnite în rocile metamorfice. Dintre acestea, cele mai comune sunt pirotina (FeS) şi pirita ($FeS_2$). Dacă ambele sulfuri apar împreună într-o rocă, coexistența stabilă a piritei şi pirotinei presupune echilibrul reacției:



$$2\,FeS_2 = 2\,FeS + S_2$$

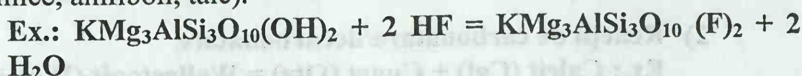
Speciile sulfuroase dominante din fluidele metamorfice sunt $H_2S$ sau $SO_2$. Dacă se doreşte discutarea reacțiilor de sulfurare în funcție de specia cea mai abundentă, ecuația de mai sus se poate rescrie în prezența apei (2 $H_2O$ = 2$H_2$ + $O_2$ şi 2$H_2S$ = 2$H_2$ + $S_2$), astfel:



$$FeS_2 + H_2 = FeS + H_2S$$

**6) Reacții ce implică halogeni**

F şi Cl pot înlocui gruparea OH în marea majoritate a mineralelor hidratate (mice, amfiboli, talc).



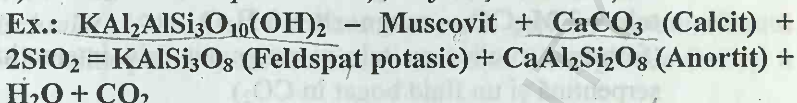
**Ex.: $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ + 2 HF = $KMg_3AlSi_3O_{10}$ $(F)_2$ + 2 $H_2O$**

(schimb de F-OH între flogopit şi fluid)

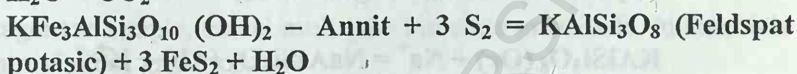
**7) Reacţii complexe de volatile mixte şi fluid**

În unele cazuri, se poate întâmpla ca rocile metamorfice să conţină, simultan, silicaţi hidrataţi cu halogeni, carbonaţi, sulfuri şi oxizi. Este evident că în studiul acestor roci trebuie luate în calcul toate tipurile de reacţii metamorfice. Dacă într-un şist micaceu calcaros, se întâlnesc calcit, cuarţ, feldspat potasic, feldspat plagioclaz, muscovit, biotit, grafit şi pirită, atunci avem de a face cu următoarele echilibre:

*a) Echilibre ce implică silicaţi, sulfuri şi carbonaţi*

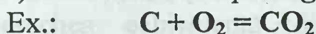


**Ex.: $KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$ – Muscovit + $CaCO_3$ (Calcit) + $2SiO_2 = KAlSi_3O_8$ (Feldspat potasic) + $CaAl_2Si_2O_8$ (Anortit) + $H_2O + CO_2$**

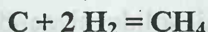


**$KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ – Annit + 3 $S_2$ = $KAlSi_3O_8$ (Feldspat potasic) + 3 $FeS_2 + H_2O$**

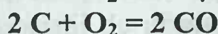
*b) Echilibre ce implică grafit*



Ex.: $C + O_2 = CO_2$



$C + 2H_2 = CH_4$

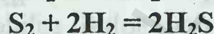


$2C + O_2 = 2CO$

*c) Echilibre ce implică doar specii fluide*



Ex.: $2H_2O = 2H_2 + O_2$



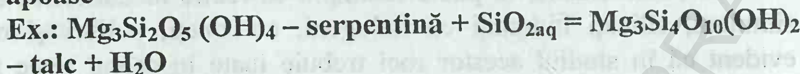
$S_2 + 2H_2 = 2H_2S$



$S_2 + 2O_2 = 2SO_2$

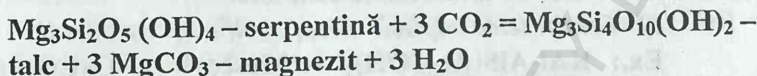
În final, se poate scrie: $P_{total} = P_{fluid} = P_{H2O} + P_{CO2} + P_{O2} + P_{H2} + P_{CH4} + P_{CO} + P_{S2} + P_{H2S} + P_{SO2}$, ceea ce înseamnă că suma presiunilor parţiale ale speciilor fluide este egală cu presiunea litostatică totală din rocă. Ansamblul mineralogic descris defineşte şi controlează compoziţia fazei fluide coexistente la orice valori ale presiunii şi temperaturii. Se mai poate spune că roca tamponează compoziţia fluidului. În marea majoritate a fluidelor metamorfice, presiunile parţiale ale $O_2$ şi CO sunt extrem de scăzute în comparaţie cu presiunea totală. $H_2$ este, de asemenea, scăzut în fluidele metamorfice. Speciile sulfuroase dominante din fluide sunt $H_2S$ la temperaturi scăzute şi $SO_2$ la temperaturi ridicate. $CH_4$ poate fi abundent în unele fluide la temperaturi scăzute, iar $CO_2$ predomină la temperaturi ridicate (*Bucher şi Frey*, 2002).

8) **Reacții ce implică minerale și componenți dizolvați în soluții apoase**



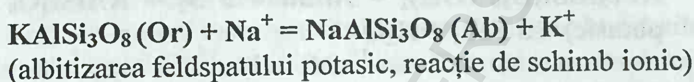
**Ex.: $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ – serpentină + $SiO_{2aq}$ = $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ – talc + $H_2O$**

(formarea șisturilor cu talc prin interacțiunea dintre serpentină și un fluid saturat în silice)



**$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ – serpentină + 3 $CO_2$ = $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ – talc + 3 $MgCO_3$ – magnezit + 3 $H_2O$**

(formarea rocilor cu talc și magnezit prin interacțiunea dintre serpentină și un fluid bogat în $CO_2$)

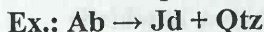


**$KAlSi_3O_8$ (Or) + $Na^+$ = $NaAlSi_3O_8$ (Ab) + $K^+$**

(albitizarea feldspatului potasic, reacție de schimb ionic)

## REACȚII DISCONTINUE

Reacții care nu implică soluții solide și se produc instantaneu la anumite valori ale presiunii și temperaturii.



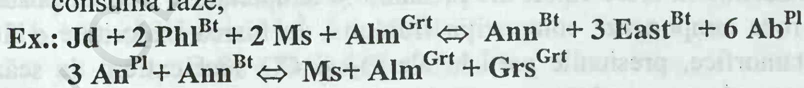
**Ex.: Ab → Jd + Qtz**

## REACȚII CONTINUE

a) care implică constituenți ai unor soluții solide,
b) ce se produc într-un interval cert de P (presiune) și T (temperatură),
c) în care repartiția elementelor chimice între faze se schimbă progresiv în timpul reacției.

Reacțiile continue sunt de două tipuri:

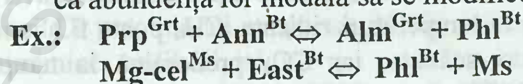
1) **cu transfer de materie (reacții de transfer net):** produc și consumă faze,



**Ex.: Jd + 2 $Phl^{Bt}$ + 2 Ms + $Alm^{Grt}$ ⇔ $Ann^{Bt}$ + 3 $East^{Bt}$ + 6 $Ab^{Pl}$**

**3 $An^{Pl}$ + $Ann^{Bt}$ ⇔ Ms + $Alm^{Grt}$ + $Grs^{Grt}$**

2) **de schimb:** a căror elemente sunt schimbate între două faze, fără ca abundența lor modală să se modifice sensibil.



**Ex.: $Prp^{Grt}$ + $Ann^{Bt}$ ⇔ $Alm^{Grt}$ + $Phl^{Bt}$**

**$Mg\text{-}cel^{Ms}$ + $East^{Bt}$ ⇔ $Phl^{Bt}$ + Ms**

Jd = jadeit; Ms = muscovit; Alm = almandin; Ann = annit; East = eastonit; Ab = albit; An = anortit; Grs = grossular; Prp = pirop; Phl = flogopit: Mg-cel = celadonit magnezian;

# 13. FACIESURI METAMORFICE

## 13.1. Conceptul de *facies metamorfic*

*Goldschmidt* (1911, 1912) a făcut observații privind metamorfismul de contact al rocilor pelitice, carbonatice și arenitice din regiunea Oslo și a observat:

• parageneze simple, cu cel mult șase minerale principale, în aureolele din jurul intruziunilor granitice,

• anumite perechi de minerale erau permanent întâlnite în roci de compoziție asemănătoare (ex. anortit + enstatit),

• perechea echivalentă din punct de vedere chimic (ex. diopsid + andaluzit), lipsea

• dar... două asociații de minerale echivalente din punct de vedere compozițional pot fi legate printr-o reacție:

$MgSiO_3 + CaAl_2Si_2O_8 = CaMgSi_2O_6 + Al_2SiO_5$



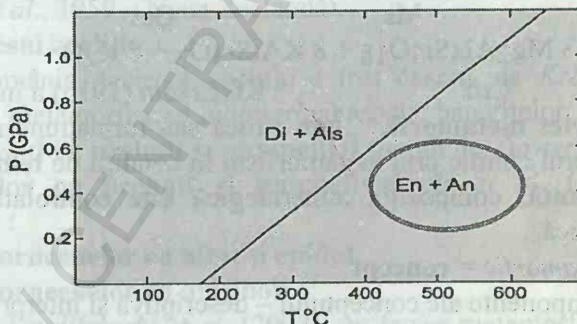




**Figura nr. 24.** *Câmpurile de stabilitate P-T a perechilor diopsid + andaluzit și enstatit + anortit* (după *Winter*, 2001)

*Eskola* (1914, 1915), studiind regiunea Orijärvi (sudul Finlandei) a afirmat că:

• rocile cu **feldspat potasic + cordierit** din regiunea *Oslo* sunt echivalente din punct de vedere chimic cu rocile ce conțin **flogopit + muscovit** din regiunea *Orijärvi,*

• diferența compozițională trebuie să reflecte condiții fizice diferite pentru cele două regiuni,

• rocile din Finlanda (mai hidratate și cu volume molare mai mici) au fost echilibrate la T mai mici și P mai mari decât cele din Norvegia.

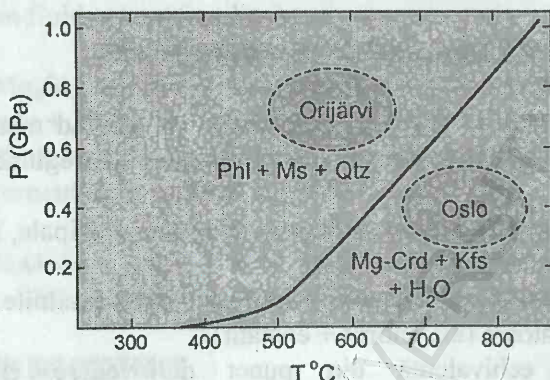
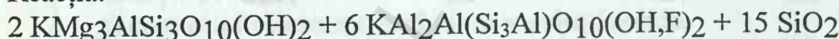



**Figura nr. 25.** *Câmpurile de stabilitate P-T a perechilor feldspat potasic + cordierit și flogopit + muscovit* (după Winter, 2001)

Oslo: Kfs + Crd

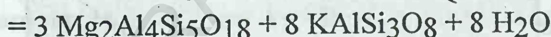
Orijärvi: Phl + Mu

Reacția:



$$2\ KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 6\ KAl_2Al(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2 + 15\ SiO_2$$

Phl Ms Qtz



$$= 3\ Mg_2Al_4Si_5O_{18} + 8\ KAlSi_3O_8 + 8\ H_2O$$

Crd Kfs

*Eskola* (1915) a introdus conceptul de **facies metamorfic**: „Într-o rocă sau formațiune metamorfică ce a atins echilibrul chimic prin metamorfism în condiții de **temperatură și presiune constantă**, compoziția mineralogică este controlată numai de compoziția chimică".

*Facies metamorfic* = **concept**

• Două componente ale conceptului – descriptivă și interpretativă

*1. Componenta descriptivă :* relația dintre *compoziția chimică* și *mineralogia rocii*- Componenta descriptivă a stat la baza conceptului elaborat de Eskola,

- Un facies metamorfic este, din punct de vedere descriptiv, un set de asociații minerale metamorfice ce caracterizează o anumită regiune.

2. *Componenta interpretativă:* condițiile PT reflectate de fiecare facies în parte

– Eskola a intuit că un facies reprezintă un domeniu PT in care se formează asociații minerale tipice,

– A dedus corect T şi P relative pentru diferitele faciesuri pe care le-a propus.

*Eskola* (1920) a propus inițial 5 faciesuri:

**– faciesul şisturilor verzi (greenschists)**
**– faciesul amfibolitic**
**– faciesul corneenelor (hornfels)**
**– faciesul sanidinitic**
**– faciesul eclogitic**

Aceste faciesuri au fost definite pe baza asociațiilor minerale dezvoltate în rocile **mafice** metamorfozate sau, în cazul faciesului sanidinitic, în rocile pelitice sau calcaroase metamorfozate termic la contactul cu curgeri de magmă bazice.

În 1939, Eskola a adăugat încă trei faciesuri :

**- faciesul granulitic**
**- faciesul amfibolitelor cu epidot**
**- faciesul şisturilor cu glaucofan (F. şisturilor albastre)**

Eskola a schimbat totodată denumirea *Faciesului corneenelor* în **Faciesul corneenelor cu piroxeni.**Ulterior, au fost propuse şi alte faciesuri (*Coombs et al.*, 1959 – Noua Zeelandă).

**• faciesul zeolitic**

În România, faciesul zeolitic a fost descris de *Kräutner* (1966) la Ruşchița, in metamorfismul hidrotermal asociat banatitelor.

**• faciesul cu prehnit şi pumpellyit** (numit de *Turner*, 1968 – **faciesul graywackelor cu prehnit şi pumpellyit)***Fyfe et al.* (1958) a propus suplimentar :

**– F. corneenelor cu albit şi epidot**
**– F. corneenelor cu amfiboli**

După *Smulikowski et al.* (2003), un facies metamorfic este un set de ansamble mineralogice metamorfice asociate, repetat în timp şi spațiu, care prezintă o legătură regulată între compoziția mineralogică şi compoziția chimică medie, astfel încât diferitele faciesuri metamorfice apar în funcție de condițiile metamorfice existente (T, P, $P_{H2O}$).

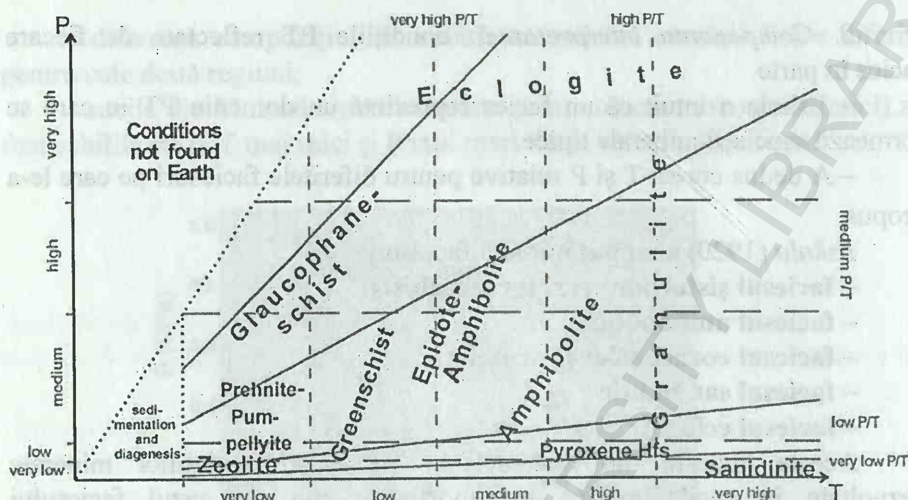



**Figura nr. 26.** *Reprezentarea schematică a faciesurilor metamorfice, sectoarelor radiare de P/T, câmpurilor izobarice şi a câmpurilor izoterme* (după *Smulikowski et al.*, 2003)

## 13.2. Asociaţii de minerale şi minerale diagnostice ale rocilor de compoziţie bazaltică pentru faciesurile metamorfice

**F. Zeolitic** – Laumontit şi Heulandit
**F. Prehnit-Pumpellyit** (Subşisturilor verzi) – Prehnit-Pumpellyit; Pumpellyit-Actinot; Prehnit-Actinot
**F. Şisturilor verzi** – Actinot-Albit-Epidot-Clorit
**F. Amfibolitelor cu epidot** – Hornblendă-Albit-Epidot (-Clorit)
**F. Amfibolitic** – Hornblendă-Plagioclaz (Plagioclaz mai calcic decât $An_{17}$)
**F. Corneenelor cu piroxeni** – Clinopiroxen-Ortopiroxen-Plagioclaz
**F. Sanidinitic** – Sanidină, Pigeonit, Labrador bogat în potasiu
**F. Şisturilor cu glaucofan** – Glaucofan-Epidot (-Granat); Glaucofan-Lawsonit; Glaucofan – Lawsonit-Jadeit
**F. Eclogitic** – Omfacit-Granat (fără Plagioclaz, Olivina e stabilă alături de Granat)
**F. Granulitic** – Clinopiroxen-Ortopiroxen-Plagioclaz (Olivina instabilă)

În cele ce urmează, sunt prezentate succesiunile şi faciesurile metamorfice întâlnite în Alpi de către *Oberhänsli şi Goffé* (2004), precum şi mineralele diagnostice pentru rocile de tip mafic sau pelitic:

**Faciesul zeolitic** (trecerea de la Diageneză la Anchizonă): illit-kaolinit/zeolit

**Faciesul prehnit-pumpellyit** (Faciesul subşisturilor verzi): illit / laumontit-prehnit-pumpellyit

**Faciesul şisturilor verzi:**

**A.** Partea inferioară a faciesului şisturilor verzi: albit-clorit/pirofilit-clorit±cloritoid

**B.** Partea superioară a faciesului şisturilor verzi: actinot/biotit-clorit-cianit±cloritoid

**C.** Faciesul şisturilor verzi de presiune ridicată: albit-lawsonit-clorit±crossit/lawsonit-clorit±cloritoid±cianit

**Faciesul amfibolitelor cu epidot** (zona de tranziţie între F. Şisturilor verzi şi F. amfibolitic): albit-epidot-amfibol/biotit-granat-cloritoid

**Faciesul amfibolitic:** plagioclaz-hornblendă-granat/biotit-granat-cloritoid sau fengit-cloritoid-cianit

**Faciesul şisturilor cu glaucofan**

**A.** Partea inferioară a faciesului şisturilor cu glaucofan: glaucofan-lawsonit/carfolit-fengit±pirofilit

**B.** Partea superioară a faciesului şisturilor cu glaucofan: glaucofan-epidot-granat/cloritoid-fengit±granat

**Zona de tranziţie între Faciesul şisturilor cu glaucofan şi Faciesul eclogitic:** glaucofan-zoizit-granat±clinopiroxen/granat-cloritoid magnezian-fengit.

**Faciesul eclogitic:** granat-omfacit-zoizit-cuarţ±amfibol±fengit/granat-cloritoid magnezian-cianit sau granat-lawsonit

**Partea superioară a Faciesului eclogitic** (metamorfism de presiune ultra-ridicată – UHPM): granat-omfacit-cianit±fengit/coesit sau cloritoid magnezian-talc-fengit

### 13.3. Serii de faciesuri

Acestea reprezintă relaţii P-T specifice, în care unul dintre factori variază mai rapid decât celălalt.

*Miyashiro* (1961) a propus 5 serii de faciesuri :

**1.** Serii de faciesuri **de contact** (P foarte scăzută)

**2.** Serii de faciesuri **tip Buchan** sau **Abukuma** (metamorfism regional de P scăzută)

**3.** Serii de faciesuri de **tip Barrovian** (metamorfism regional de P medie)

**4.** Serii de faciesuri de **tip Sanbagawa** (metamorfism regional de P ridicată şi T medie)

**5.** Serii de faciesuri de **tip Franciscan** (metamorfism regional de P ridicată şi T scăzută)

## 13.4. Centuri metamorfice pereche

Uneori, în regiunea Circumpacifică, a fost observată o juxtapunere a faciesurilor de raport P/T ridicat (înspre ocean) şi raport P/T scăzut (înspre continent), asociată cu margini de plăci convergente, numită de *Miyashiro*, 1961, *centură metamorfică pereche*. Asemenea centuri au fost întâlnite în Japonia, SUA (California şi statul Washington), Noua Zeelandă, Indonezia, Chile, Jamaica etc.

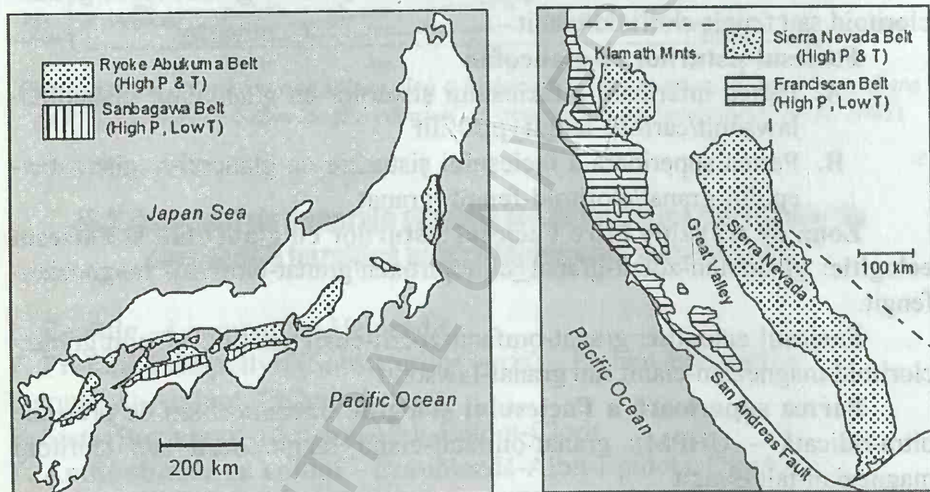



**Figura nr. 27.** *Centurile metamorfice pereche din Japonia şi California* (după Miyashiro, 1961)

# 14. METAMORFISMUL DE CONTACT

**Metamorfismul de contact** apare în jurul intruziunilor magmatice de dimensiuni considerabile, cu temperaturi mai mari decât a rocilor gazdă. Este cauzat de transferul de căldură de la intruziune către rocile gazdă (*Bucher şi Frey*, 2002).

*Caracteristici*:

**Cadrul geologic**: în vecinătatea intruziunilor magmatice; aureola de contact se poate extinde de la câţiva metri la câţiva kilometri;

**Regimul**: ± Static; lipsa foliaţiei

**Temperatură**: 150-600 °C (> 600 °C în cazul intruziunilor gabbroice)

**Presiune litostatică**: de la câţiva bari la 3 kbari

**Gradienţi de temperatură**: 100 °C/km sau chiar mai mult (pe orizontală)

**Produsele caracteristice**: skarne, corneene, marmure şi granofelsuri calcsilicatice

**Procese**: încălzire datorată intruziunilor magmatice, asociată, de regulă, cu metasomatism cauzat de circulaţia hidrotermală convectivă.

*Observaţii*:

• În general, nu este acompaniat de stress deviatoric

• Extinderea, forma şi compoziţia mineralogică în aureole depind de:

– *Natura plutonului*
- Dimensiune
- Formă
- Orientare
- Temperatură
- Compoziţie

– *Natura rocilor gazdă*
- Compoziţie
- Adâncimea şi temperatura rocilor gazdă
- Permeabilitate • Rocile din jurul plutonului sunt de grad metamorfic mai ridicat, cu fabric izotrop (corneene, granofelsuri)

• Rocile rezultate pot să păstreze structuri şi microstructuri relicte

• Unele roci afectate de metamorfismul de contact sunt roci polimetamorfice

**Pirometamorfismul** este un tip de metamorfism de contact caracterizat de temperaturi foarte ridicate şi presiuni scăzute, generat de corpuri vulcanice sau subvulcanice. De regulă, suferă acest tip de metamorfism xenolitele incluse în aceste corpuri.

*Caracteristici*:

• Pirometamorfismul poate fi însoţit de grade diferite de topire parţială
• Roci produse: buchite

Faciesurile metamorfice observate în aureolele de contact includ :

1. Faciesul şisturilor verzi Faciesul amfibolitic cu andaluzit, cianit sau sillimanitFaciesul corneenelor cu piroxeniFaciesul sanidiniticFaciesul granulitic

Cel mai răspândit facies dintre cele amintite este *Faciesul amfibolitic* (în câmpul de stabilitate al andaluzitului).

## Metamorfismul de contact progresiv al rocilor bazice

În zona cea mai îndepărtată a unei aureole de contact, metabazitele conţin ansambluri mineralogice stabile în *faciesul şisturilor verzi*, deşi şistozitatea poate să lipsească. Spre intruziunea magmatică, această zonă este urmată de una în care se întâlnesc parageneze stabile în *faciesul amfibolitelor cu epidot* şi apoi de o zonă cu roci din *faciesul amfibolitic.*

În unele regiuni, zona dezvoltată în faciesul amfibolitelor cu epidot este reprezentată de aşa-numita zonă cu actinot şi plagioclaz calcic.

Metamorfitele din zona internă a aureolei de contact sunt, de obicei, amfibolite fără granat.

Zona internă a aureolelor arată instabilitatea amfibolilor, care sunt înlocuiţi de un ansamblu mineralogic alcătuit din ortopiroxen + clinopiroxen + plagioclaz + cuarţ (fără granat). Faciesul metamorfic caracterizat de această parageneză este numit *faciesul corneenelor cu piroxeni.*

Porţiunea de cea mai înaltă temperatură a aureolelor de contact este, de obicei, stabilă în faciesul amfibolitic în jurul plutonilor granitici şi în faciesul corneenelor cu piroxeni în jurul maselor dioritice sau gabbroice sau a intruziunilor alcaline (granite alcaline, sienite cu nefelin).

## Metamorfismul de contact progresiv al rocilor pelitice

În regiunile cu roci pelitice, porțiunea externă a aureolelor de contact are, de obicei, o zonă cu **clorit** (fără biotit) sau o zonă cu **biotit + muscovit + clorit.** Cu alte cuvinte, cristalizarea metamorfică începe, de obicei, la temperaturi unde cloritul și biotitul sunt stabile împreună. Cristalizarea metamorfică progresează spre pluton. Cu creșterea temperaturii încep să se formeze **cordieritul** și apoi **andaluzitul** (dacă protolitul este reprezentat de roci cu conținut ridicat de aluminiu).

În metapelitele aureolelor de contact din faciesul corneenelor cu piroxeni, muscovitul nu mai este stabil și în locul acestuia apare **feldspatul potasic (ortoza)** în timp ce biotitul este încă prezent. Granatul este, în principiu, absent.

În multe aureole de contact, andaluzitul este stabil până la temperaturi înalte. În alte aureole însă, andaluzitul apare la temperaturi mai scăzute și sillimanitul la temperaturi mai ridicate.

Aureolele de contact din jurul unor intruziuni minore superficiale arată caracteristici mineralogice tipice unor temperaturi și mai înalte, la care se poate produce fuziunea parțială în metapelite. Aceste condiții sunt tipice *faciesului sanidinitic.*

În aureolele din jurul complexelor gabbroice-anortozitice din regiunile precambriene ale Canadei, a fost observat metamorfism de contact în *faciesul granulitic.* În porțiunile de grad ridicat, unde se găsesc metapelite, cu un raport crescut de MgO/FeO a fost întâlnit și osumilit – $(K,Na)(Mg,Fe^{2+})_2(Al,Fe^{3+})_3(Si,Al)_{12}O_{30}$

**Faciesul Corneenelor cu Piroxeni**

Acest facies este caracterizat de ocurența ortopiroxenilor și clinopiroxenilor din metabazite, în asociație cu plagioclaz și cuarț (fără granat).

Condițiile P-T ale acestui facies sunt tipice părții de temperatură ridicată ale faciesului amfibolitic. În zonele de tranziție de la faciesul amfibolitic la faciesul corneenelor cu piroxeni, hornblenda însoțește piroxenii în metabazite.

În metapelite, în condițiile acestui facies, muscovitul este deja descompus, dar biotitul este stabil și des întâlnit. Descompunerea muscovitului duce la ocurența comună a ortozei. Mineralul $Al_2SiO_5$ stabil este, de regulă, andaluzitul, însă, în unele cazuri, poate să apară și sillimanitul.

În rocile calcaroase, sunt stabile wollastonitul, anortitul și diopsidul.

Acest facies este dezvoltat în zonele interne ale unor aureole de contact.

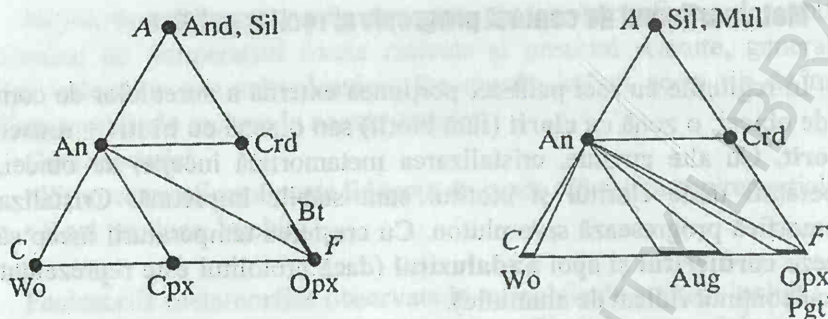



**Figura nr. 28.** *Diagramele ACF pentru a) Faciesul corneenelor cu piroxeni şi b) Faciesul sanidinitic* (*Miyashiro*, 1994)

**Faciesul Sanidinitic**

Faciesul sanidinitic este caracterizat de ocurenţa mineralelor stabile la temperaturi ridicate şi presiuni scăzute, comparabile cu condiţiile vulcanice: tridimit, cristobalit, sanidină, anortoză, plagioclaz de temperatură ridicată şi sticlă. Cu toate acestea, dintre mineralele din grupa $SiO_2$, cuarţul este mineralul cel mai des întâlnit.

Deşi cordieritul (ortorombic), sillimanitul, ortopiroxenul şi wollastonitul se formează în multe cazuri, unele roci pot să conţină, în schimb, cordierit hexagonal (indialit), mullit, pigeonit şi wollastonit. Cordieritul poate să aibă un conţinut considerabil de $K_2O$. Osumilitul poate de asemenea să apară în condiţiile acestui facies. Datorită temperaturilor înalte, în rocile de compoziţii pelitice sau psamitice, se formează soluţii solide între feldspaţii de K şi Na şi poate să apară topirea parţială. Din aceste motive, metamorfismul din faciesul sanidinitic mai este denumit *pirometamorfism*.

Roci produse prin metamorfismul de contact: **skarne, skarnoide, skarne de reacţie, corneene, marmure şi granofelsuri calcsilicatice.**

**Skarn**: rocă metamorfică cu silicaţi de Ca, Fe, Mg, Mn, oxizi (i.e. periclaz), boraţi (i.e. kotoit, oschorit, ludwigit – descris prima dată în lume în zăcământul Dognecea din Banat de către *Tschermak* (1874), pe baza analizei realizate de Ludwig – de unde provine şi denumirea; este un membru intermediar al seriei ludwigit – vonsenit, cu un conţinut de până la 30 mol. % vonsenit), fosfaţi (i.e. veszelyit, descoperit de *Schrauf*, 1874 la Ocna de Fier), adesea cu benzi sau zone de compoziţie diferită formată prin interacţiunea între un sistem carbonatic şi unul silicatic în prezenţa fluidelor.

Skarnele pot fi subdivizate pe baza:
- chimismului: skarne calcice, skarne magneziene.
- condițiilor P-T de formare: skarne de temperatură ridicată și skarne de temperatură scăzută.

Mineralogia tipică a skarnelor cuprinde: wollastonit, diopsid, grossular, zoizit, anortit, scapolit, margarit, hedenbergit, andradit, ilvait, forsterit, humit, monticellit, spinel, flogopit, clintonit, fassait, rodonit, tefroit, piemontit.

Uneori, în literatura americană, se folosește termenul de *tactit* în loc de *skarn*.

*N.B.: Skarnele sunt adesea asociate cu mineralizații metalice de Sn, Mo, W, Fe, Cu, Pb, Zn etc.*

**Skarnoid**: termen descriptiv pentru rocile calc-silicatice fin granulare, cu conținut redus de Fe. Din punct de vedere genetic, skarnoidul este un termen intermediar între o corneeană și un skarn metasomatic.

**Skarne de reacție**: se pot forma prin metamorfismul izochimic al unor unități carbonatice și argiloase interstratificate, unde poate să apară la scară redusă transferul metasomatic al componenților dintre litologii adiacente.

**Corneeană** (hornfels): rocă metamorfică neșistoasă constituită preponderent din silicați ± oxizi, ce prezintă o importantă recristalizare datorată metamorfismului de contact. Corneenele păstrează caracteristicile protolitului, cum ar fi, de exemplu: stratificația sedimentară sau litajul metamorfic (layering). Corneenele pot fi subdivizate ulterior pe baza *granulației*: corneene cu granulație fină, corneene cu granulație mare; *structurii* și *chimismului*: corneene bogate în Al, corneene bogate în Ca, corneene cu silicați de Al.

**Marmura** (marble): rocă metamorfică având mai mult de 50% din volumul total minerale carbonatice (calcit și/sau dolomit).

Marmură pură (pure marble): dacă conține carbonați în proporție de peste 95%.

Marmură impură (impure marble) dacă conține carbonați într-o proporție cuprinsă între 50-95%.

*Exemplu:*
- *marmură pură cu dolomit*
- *marmură pură cu olivină și flogopit*
- *marmură impură cu olivină și flogopit.*

**Granofels:** rocă metamorfică cu structură granofelsică (structura dată de absența oricărui fel de șistozitate sau liniații).

*Exemplu:*
- *granofels cu talc, cianit și jadeit*
- *granofels cu coesit, jadeit și granat*
- *granofels cu epidot*

# 15. METAMORFISMUL DE DISLOCAȚIE = DINAMIC = CATACLASTIC

Este un tip de metamorfism cu extindere locală, asociat cu zonele de falie, în care rocile suferă o reducere a dimensiunii granulelor. Produsele tipice ale acestui tip de metamorfism sunt roci nefoliate de tipul breciilor de falie, argilelor de falie şi pseudotachilitelor. În opinia specialiştilor *Bucher şi Frey* (2002), milonitele nu mai sunt privite ca şi roci cataclastice, deoarece, în formarea lor, este implicată recristalizarea sintectonică şi neoblasteza.

## NOMENCLATURA ROCILOR DE FALIE

Deoarece în rocile cataclastice şi milonitice asociate unei deformări intense şi localizate (falie sau zone de tăiere), se produc structuri particulare, clasificarea lor a cerut o nomenclatură specifică.

Termenii cei mai frecvent utilizaţi sunt următorii:

❖ **Cataclazit** (*cataclasite*): rocă ce conţine, în general, fragmente angulare înglobate într-o matrice cu granulaţie fină de material similar. Ea se formează printr-un proces de cataclază, adică printr-o fracturare a rocii, rotaţie şi alunecare a fragmentelor rezultate. În general, nu există o orientare preferenţială a granulelor, datorită deformării, dar fracturile pot avea o altfel de orientare. După raportul între fragmente şi matrice cataclazitele sunt subdivizate în:

- *Protocataclazite*: cataclazite în care matricea cu granulaţie fină formează mai puţin de 50% din volumul rocii.
- *Ultracataclazite*: cataclazite în care cea mai mare parte a megacristalelor sau fragmentelor litice a fost eliminată, deci matricea cu granulaţie fină constituie mai mult de 90% din volumul rocii.
- *Brecia de falie (brecie tectonică – fault brecia)*: cataclazit în care fragmentele angulare se găsesc în proporţie de peste 30% din volumul rocii, putând fi mai abundente decât matricea, şi dând rocii un aspect de brecie.
- *Argilă de falie (fault gouge)*: material de falie necoeziv cu granulaţie fină sau ultrafină care poate prezenta o foliaţie şi care este, în general, bogat în minerale argiloase. În masa argilei de falie sunt dispersate, de regulă, claste litice de dimensiuni foarte variabile.

❖ **Milonit** (*mylonite*): rocă produsă printr-o reducere mecanică a mărimii granulelor, ca rezultat al unei deformări ductile, necataclastice, inclusiv în zone de falie, şi caracterizată de o foliaţie fină de tip penetrativ, căreia îi este de regulă asociată o liniaţie minerală sau de compresie. În general, în interiorul matricei cu granulaţie mai fină sunt prezente fragmente de cristale de dimensiuni mari numite porfiroclaste (porphyroclasts) şi fragmente litice de compoziţie analoagă. După gradul de reducere a granulaţiei, milonitele sunt subdivizate în:

- *Protomilonit*: reducerea granulaţiei s-a produs la mai puţin de 50% din volumul rocii.
- *Mezomilonit*: reducerea granulaţiei este cuprinsă între 50-90% din volumul rocii.
- *Ultramilonit*: reducerea granulaţiei s-a produs la peste 90% din volumul rocii.

**Milonite oculare** (*augen mylonite*): milonite ce conţin cristale mari evidente sau fragmente litice înconjurate de matrice foliată cu granulaţie fină.

**Filonit** (*phylonite*): milonit cu granulaţie fină bogat în filosilicaţi care are strălucirea unui filit.

**Pseudotachilit** (*pseudotachylite*): rocă cu granulaţie ultrafină, de culoare, în general, neagră şi aspect lucios, care se prezintă ca vene subţiri sau ca o matrice de pseudobrecie sau pseudoconglomerat. Sunt injecţii care reumplu golurile de dilatare ale unei roci ce prezintă diferite grade de fracturare.

**Blastomilonit** (*blastomylonite*): milonit ce prezintă un semnificativ grad de recristalizare legată de deformare sau succesivă acesteia; în acest caz ar trebui să se poată demonstra recristalizarea matricei, adică a creşterii granulaţiei după deformarea ductilă.

***N.B.*** *Nu se recomandă utilizarea acestui termen, folosit cu o semnificaţie foarte diferită de unii autori.*

# 16. METAMORFISMUL DE ŞOC

*Dodd* (1981): Metamorfismul de şoc indus de impacte supersonice seamănă cu metamorfismul dinamotermic (regional) terestru, prin aceea că implică atât căldură (temperatură), cât şi presiune ridicată, dar diferă de procesul amintit prin două aspecte: a) valoarea presiunii atinsă prin şoc este imensă şi b) creşterea şi scăderea presiunii sunt extrem de rapide, ceea ce înseamnă că metamorfismul de şoc este un proces de neechilibru (evidenţiat şi pe Lună, Marte, Mercur sau pe sateliţii planetelor joviene).

*Stöffler şi Grieve* (2003): Metamorfismul mineralelor şi rocilor cauzat de compresia undelor de şoc datorită impactului unui corp solid sau detonării explozibililor nucleari sau chimici de energie ridicată.

• sunt caracteristice fazele de presiune foarte ridicată (coesit – $SiO_2$, stishovit – $SiO_2$, cuarţ de şoc – $SiO_2$),

• pot apărea topiri la scări micro şi mezoscopice,

• sunt produse roci tipice: impactite (brecii de impact, sticle de impact, tektite, pseudotachylite de impact, suevite).

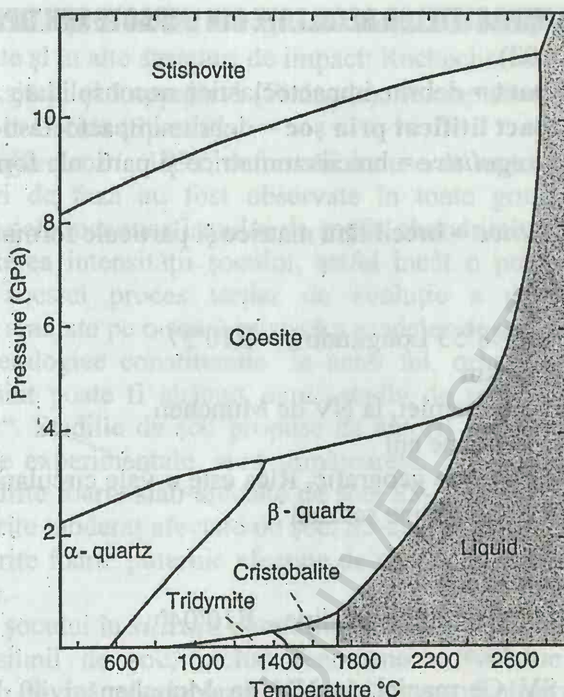



**Figura nr. 29.** *Diagrama de fază P-T pentru* $SiO_2$ (după *Swamy et al.*, 1994)

*Până în prezent, au fost recunoscute în jur de 170 cratere de impact la suprafaţa pământului* – 33 în Europa, din care 2 în Germania (RIES ŞI STEINHEIM), unde au fost descrise pentru prima oară pe plan mondial: chaoit, coesit, conuri de şoc şi suevite.

## I. CLASIFICAREA IMPACTITELOR DIN IMPACTE SINGULARE

(*Stöffler et al.*, 2002)

1. ROCI DE ŞOC
2. ROCI FORMATE DIN TOPITURI DE IMPACT*
   - 2.1. Bogate în claste
   - 2.2. Sărace în claste
   - 2.3. Fără claste
3. BRECII DE IMPACT
   - 3.1. Brecii cataclastice (monomictice)
   - 3.2. Brecii litice (fără particule cristalizate din topitură)*
   - 3.3. Suevite (cu particule cristalizate din topitură)**

* pot fi subclasificate în sticloase, hipocristaline şi varietăţi holocristaline

** în general, polimictice, dar pot fi şi monomictice în cazul unei singure litologii ţintă

## II. CLASIFICAREA IMPACTITELOR REZULTATE DIN IMPACTE MULTIPLE

(*Stöffler et al.*, 2002)

**1. Regolit de impact** = debrite impactoclastice neconsolidate

**2. Regolit de impact litificat prin şoc** = debrite impactoclastice consolidate

*2.1 Brecii regolitice* = brecii cu matrice şi particule formate din topitură

*2.2 Brecii litice* = brecii fără matrice şi particule formate din topitură

**Craterul Ries**

Latitudine – N48°53'Longitudine – E10°37'

Diametru – 25 km

Situat în SV Germaniei, la NV de Munchen

Vârstă – 15 milioane ani

Din punct de vedere geografic, Ries este o vale circulară încercuită de un inel de dealuri cu altitudine scăzută

**Craterul Steinheim**

Latitudine – N48°02'Longitudine – E10°04'

Diametru – 3,4 km

Situat în SV Germaniei, la NV de Munchen şi 40 Km V-SV de Bazinul Ries

7 km V de Heidenheim

Vârstă – 15 milioane ani

Format în acelaşi timp cu craterul Ries

**Chaoit** – Polimorf al carbonului descoperit în 1970 în zona craterului Ries; mai apare în ureilite (meteoriţi diferenţiaţi din grupa achondritelor).

**Coesit** – Polimorf de presiune ridicată al cuarţului descoperit în 1961 de Shoemaker şi Chao în zona craterului Ries.

**Suevit** – brecie polimictică de impact cu matrice clastică şi claste de minerale în diverse stadii de metamorfism de şoc (*Stöffler et al.*, 2002).

Deşi descrise prima dată în regiunea craterului Ries, suevitele au mai fost recunoscute şi în alte structuri de impact: Rochechouart (Franţa), Dellen (Suedia), Sääksjärvi şi Lappajärvi (Finlanda), Wanapitei (Canada), Azuara şi Rubielos de la Cérida (Spania).

După *Stöffler et al.*, 1991, deformări induse de metamorfismul de şoc şi transformări de fază au fost observate în toate grupurile majore de **meteoriţi**. Efectele metamorfismului de şoc în chondritele obişnuite variază odată cu creşterea intensităţii şocului, astfel încât o progresie a stagiilor caracteristice acestui proces terţiar de evoluţie a meteoriţilor pot fi recunoscute şi aranjate pe o scară relativă a gradelor de deformare şi alterare a fazelor mineralogice constituente. În acest fel, orice fragment dintr-un chondrit obişnuit poate fi atribuit unui „stadiu de şoc" specific sau unui „facies de şoc". Stadiile de şoc propuse de autorii menţionaţi anterior, pe baza unor date experimentale, sunt următoarele: S1-chondrit neafectat de şoc, S2-chondrite foarte slab afectate de şoc, S3-chondrite slab afectate de şoc, S4-chondrite moderat afectate de şoc, S5-chondrite puternic afectate de şoc, S6-chondrite foarte puternic afectate de şoc, ultimul stadiu fiind cel al topirii prin şoc.

Efectele şocului în *silicaţii* chondritelor, pentru care există o calibrare exactă a presiunii de şoc, includ fenomene majore de deformare şi transformare în olivină, plagioclaz şi piroxeni, ce pot fi observate cu ajutorul microscopului petrografic:

**1) Deformări mecanice** – a) extincţie ondulatorie în olivină, piroxen şi plagioclaz; b) fracturi planare în olivină şi trăsături planare de deformare în olivină şi plagioclaz; c) macle mecanice în piroxen şi d) mozaicism în olivină, piroxen şi plagioclaz.

**2) Transformări de fază** – a) transformarea plagioclazului în sticlă diaplectică (maskelynit); b) topirea plagioclazului şi formarea sticlei (normale); c) recristalizarea în stare solidă a olivinei; d) topirea olivinei şi formarea olivinei policristaline fin-granulară; e) transformarea olivinei şi piroxenului în ringwoodit, respectiv, majorit şi/sau disocierea olivinei în mai multe faze cristaline sau sticloase.

S-a constatat totodată că metamorfismul de şoc acţionează şi asupra *mineralelor metalice,* efectele cele mai importante fiind formarea martensitului ($\alpha_2$Fe-Ni) şi a kamacitului secundar pe seama taenitului, a plessitului fin-granular, a unor sferule şi globule de metal, topirea mineralelor metalice şi a troilitului, omogenizarea chimică a granulelor de metal şi îmbogăţirea în fosfor a metalului.

Până în prezent, pe suprafaţa Terrei au căzut sau au fost găsiţi un număr de peste 22.000 de meteoriţi. La nivelul anului 1999, numărul total de meteoriţi cunoscuţi era de 22.495, din care 8 sunt atribuiţi ţării noastre. Dintre

aceştia, 7 au fost văzuţi la cădere şi doar unul a fost găsit. Toţi meteoriţii căzuţi în România sunt chondrite obişnuite din clasa meteoriţilor pietroşi.

**Tabelul 3. Meteoriţii căzuţi pe teritoriul României**
după *Stanciu şi Stoicovici* (1943), *Savu* (1959),*Maxim* (1968), *Graham et al.* (1985)

| Nr. Crt. | Denumirea | Data căderii | Locul căderii | Denumirea actuală a locului de cădere | Greutatea totală recuperată | Clasa şi tipul |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Mezö-Mădăraş (sinonim Mădăraş) | 4 septembrie 1852, orele 16:30; ploaie meteoritică | Mădăraş, jud. Mureş | Sat Mădăraş, comuna Band, jud. Mureş | 22,7 kg | Chondrit – L3 |
| 2 | Ohaba | 10 octombrie 1857, orele 00:15 | Ohaba, jud. Alba | Sat Ohaba, comuna Ohaba, jud. Alba | 16,25 kg | Chondrit – H5 |
| 3 | Kakowa (sinonim Cacova) | 19 mai 1858, orele 08:00 | Cacova, jud. Caraş-Severin | Sat Grădinari, comuna Grădinari, jud. Caraş-Severin | 577 g | Chondrit – L6 |
| 4 | Zsadany (sinonim Jădani) | 31 martie 1875 | Jădani, jud. Timiş | Sat Corneşti, comuna Orţişoara, jud. Timiş | 552 g | Chondrit – H5 |
| 5 | Mocs (sinonim Moci, Mociu) | 3 februarie 1882, orele 16:00; ploaie meteoritică pe raza a mai multor localităţi | Mocs, jud. Cluj | Sat Mociu, comuna Mociu, jud. Cluj | 300 kg | Chondrit – L5-6 |
| 6 | Sopot | 27 aprilie 1927, orele 12:00-13:00; ploaie meteoritică | Sopot, jud. Dolj | Sat Sopot, comuna Sopot, jud. Dolj | 958 g | Chondrit – H4-5 |
| 7 | Tăuţi | iulie sau august, 1937; ploaie meteoritică | Tăuţ, jud. Arad | Sat Tăuţ, comuna Tăuţ, jud. Arad | 21 kg | Chondrit – L6 |
| 8 | Tuzla | GĂSIT | Tuzla, Constanţa | Sat Tuzla, comuna Tuzla, jud. Constanţa | 236 g | Chondrit – L6 |

Deşi în muzeele din ţară, meteoriţii Mezö-Mădăraş, Kakowa, Zsadani şi Mocs sunt inventariaţi sub numele de Mădăraş, Cacova, Jădani şi Moci, Societatea Meteoritică a stabilit, ca şi Asociaţia Internaţională de Mineralogie, reguli de denumire, pentru meteoriţii căzuţi pe pământ anterior anului 1985 numele fiind cele publicate în Catalogul Meteoriţilor elaborat de *Graham et al.* la Londra în 1985, unde pentru cei patru meteoriţi amintiţi se păstrează denumirile ungureşti.

Plecând de la metoda propusă de *Stöffler et al.* (1991) pentru identificarea stadiilor progresive ale metamorfismului de şoc în chondrite, utilizând studii de miscroscopie optică şi electronică pe fragmente de meteoriţi păstrate în România (Cluj-Napoca) sau Austria (Viena), *Miura et al.* (1995), *Iancu et al.* (1995, 1997, 2000) şi *Iancu* (2003) au estimat gradul metamorfismului de şoc al tuturor meteoriţilor româneşti, astfel:

- Meteoriţii Mezö-Mădăraş, Ohaba, Kakowa, Zsadany, Tăuţi şi Sopot au atins un grad de metamorfism de nivel S3, respectiv, meteoriţi slab metamorfozaţi;
- Meteoritul Mocs prezintă în diversele fragmente analizate grade diferite de metamorfism de şoc, variind de la S3 (meteorit slab metamorfozat) şi până la S5 (meteorit intens metamorfozat).

# 17. METAMORFISMUL REGIONAL OROGENIC

## Ocurențe. Caractere generale. Gradienți ai metamorfismului prograd (Abukuma sau Buchan, Dalradian sau Barrovian, Franciscan)

**Metamorfism regional**: metamorfism cu extindere regională, care afectează un volum mare de roci şi este asociat cu procese tectonice la scară largă, precum orogeneza, riftogeneza, îngroşarea crustală asociată coliziunii, subsidența unor bazine de sedimentare etc.

Au fost separate trei tipuri principale de metamorfism regional: **a. M. orogenic**; **b. M. de îngropare** şi **c. M. de fund oceanic.**

**a. M. orogenic (= M. Dinamo-termic)** este tipul de metamorfism asociat cu dezvoltarea centurilor orogenice în zonele marginilor *active* de plăci *convergente*.

Metamorfismul orogen este chiar esența metamorfismului şi crusta continentală ia naştere majoritar la contactele convergente. Mai mult, se poate afirma că metamorfismul orogen şi magmatismul asociat înseamnează marea majoritate a crustei continentale.

După *Hobbs et al.* (1988), teoria tectonicii plăcilor sugerează că orogeneza se poate desfăşura la, sau lângă, limitele interplăci pe care există o componentă de scurtare (i.e. fose, catene orogene tinere, active seismic). Au fost deosebite până în prezent cel puțin patru tipuri de orogeneze:

**1.** ***Orogeneză de tip arc insular***, care implică convergență între o placă oceanică şi o altă placă oceanică, fapt ce duce la edificarea unui arc insular cu structură de orogen (Exemple – arcurile insulare din nordul sau vestul Pacificului, cum sunt arcurile Mariane sau Tonga, arcurile insulare din Atlantic sau Antilele Mici); mai este denumită *Orogeneză de tip antilez* (*Bleahu*, 1989), cu crustă oceanică de ambele părți ale continentului;

***Caracteristici:***

**Gradient**: *Gradient Buchan (Abukuma)*: Serii de Faciesuri de raport P/T scăzut (Figurile nr. 30, 32, 33);

**Succesiunea faciesurilor**: F. Zeolitic/F. Prehnit Pumpellyit/F. Şisturilor Verzi/F. Amfibolitic (P. scăzută)/F. Granulitic (P. scăzută);

**Minerale index:** Biotit-Cordierit-Andaluzit-Sillimanit (Seria Andaluzit-Sillimanit).

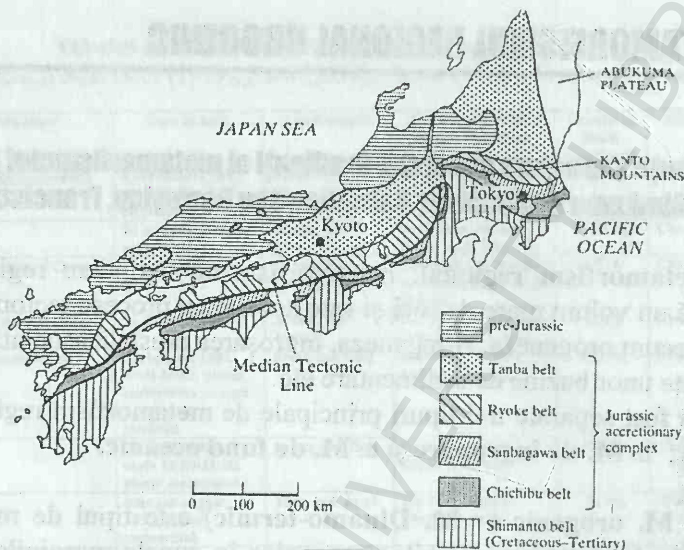



**Figura nr. 30.** *Schiță tectonică a Japoniei* (după *Miyashiro*, 1994) *indicând complexele acreționare de diferite vârste: Centura Tanba (metamorfism de grad foarte scăzut), Centurile Chichibu și Ryoke (metamorfism de raport P/T scăzut – Gradient Abukuma) și Centura Sanbagawa (metamorfism de raport P/T ridicat – Gradient Franciscan)*

Insulele Japoniei (considerate de foarte mulți specialiști prototipul orogenului de arc insular) reprezintă în opinia lui *Bleahu* (1989) rezultatul unei subducții de tip andin, aici fiind prezente două arcuri insulare independente care reprezintă un rest continental desprins din masa eurasiatică prin formarea unui bazin marginal. Un prim arc îl reprezintă segmentul de NE, aflat în fața insulei nordice a Japoniei, Hokkaido, și a părții nordice a insulei Honshu având în față fosa Japoniei. Cel de al doilea arc este segmentul de SV al arhipeleagului Japonez, ce cuprinde jumătatea sudică a insulei Honshu, precum și insulele Shikoku („shi" însemnând *patru – cea de-a patra insulă*) și Kyushu („kyu" însemnând *sudul – insula sudică*), având în față o depresiune submersă, Nankai, care nu mai este acum o fosă adevărată. În mod normal, direcția subducției este indicată de sensul creșterii gradului metamorfic *(Figura nr. 31)*.

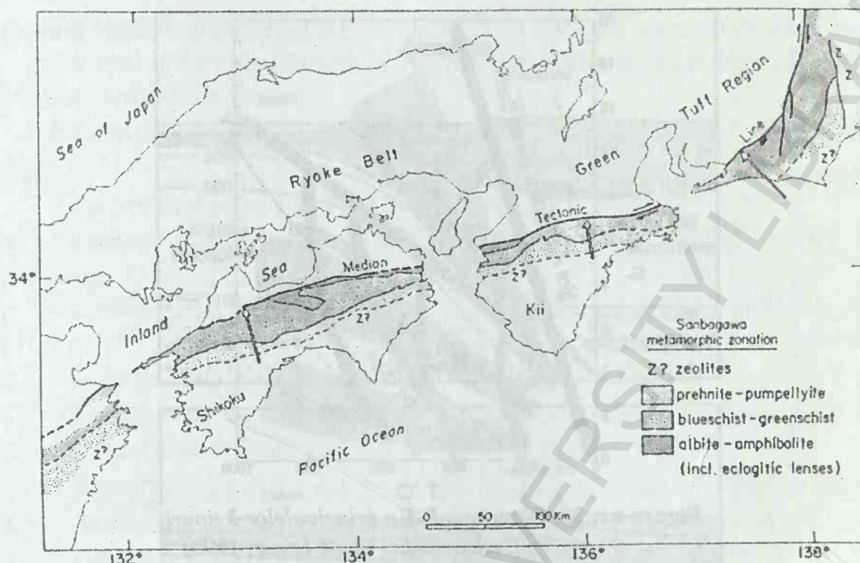



**Figura nr. 31.** *Zonarea metamorfică a centurii Sanbagawa (săgeţile arată sensul subducţiei)* – după *Spear* (1993)

**2.** ***Orogeneză de tip andin***, care implică covergenţă între o placă oceanică şi o placă continentală (Exemplu – Munţii Anzi din America de Sud); mai este denumită *Orogeneză de tip chilean* (*Bleahu*, 1989), cu crustă oceanică, de o parte, şi crustă continentală de cealaltă parte a continentului *(Figura nr. 34)*.

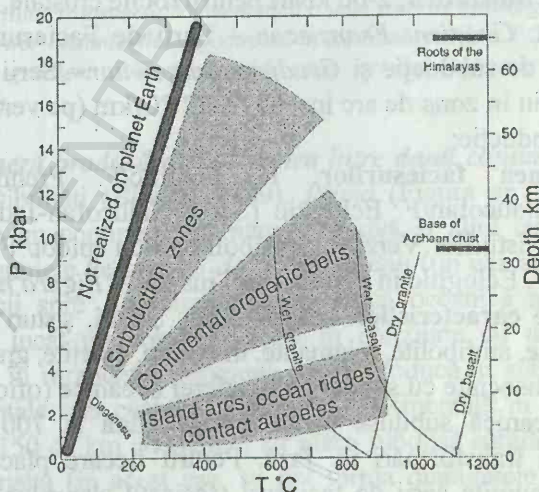



**Figura nr. 32.** *Diagramă P-T privind regiunile generale de răspândire ale metamorfismului regional* (după *Spear*, 1993)

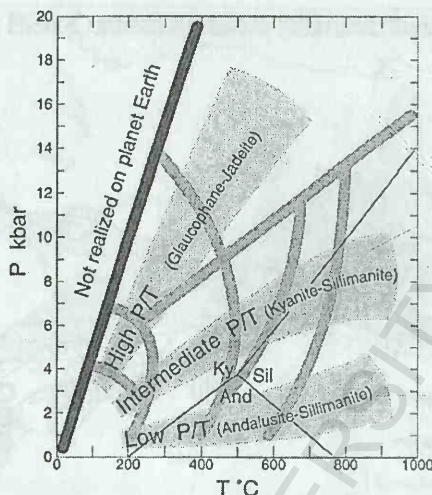



**Figura nr. 33.** *Diagrama P-T a principalelor 3 tipuri de gradienți metamorfici* (după *Spear*, 1993)

***Caracteristici:*** (*Bucher și Frey*, 2002):

**Cadrul geologic**: apare în centuri orogenice de mare extindere ca fază timpurie a metamorfismului orogenic;

**Regimul**: dinamic; asociat, în general, cu șariaje;

**Temperatură**: 150-700 °C (>700 °C în cazul subducțiilor profunde);

**Presiune litostatică**: 2-60 kbari pentru rocile crustale;

**Gradient**: *Gradient Franciscan* – Serii de Faciesuri de raport P/T ridicat în zona de subducție și *Gradient Barrowian* – Serii de Faciesuri de raport P/T mediu în zona de arc insular; 5-12 °C/km (pe verticală) în funcție de viteza de subducție;

**Succesiunea faciesurilor**: F. Zeolitic/F. Prehnit-Pumpellyit/F. Șisturilor cu Glaucofan/F. Eclogitic (Seria Glaucofan-Jadeit) în zona de subducție și F. Șisturilor Verzi/F. Amfibolitelor cu epidot/ F. Amfibolitic/ F. Granulitic sau F. Eclogitic în zona arcului insular – *Figura nr. 34*;

**Produsele caracteristice**: ardezii, filite, șisturi, șisturi verzi, șisturi cu glaucofan, gnaise, amfibolite, migmatite, marmure, cuarțite, granulite, eclogite;

**Procese:** asociate cu subducția litosferei oceanice (ofiolite).

Placa oceanică subdusă poate ajunge până la 700 km adâncime, suferind mereu transformări de fază. Pentru fiecare placă în parte sunt caracteristice anumite serii de faciesuri (faciesul șisturilor cu glaucofan + faciesul eclogitic pentru placa oceanică; T înaltă, P scăzută la medie pentru placa continentală superioară).

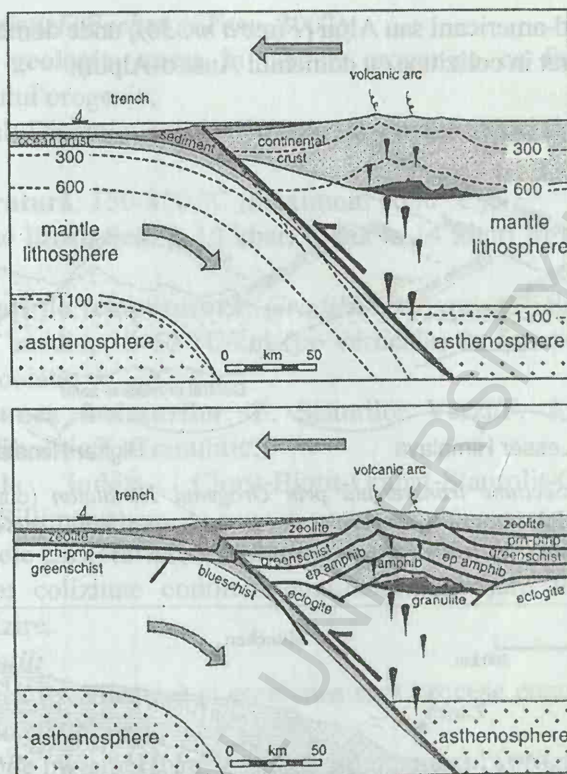



**Figura nr. 34.** *Secţiune transversală schematică a unei zone de convergenţă de tip andin şi distribuţia faciesurilor metamorfice – faciesuri tipice unui gradient P/T ridicat în zona de subducţie şi de gradient P/T mediu în zona arcului vulcanic de pe continent* (după *Spear*, 1993)

**3.** ***Orogeneză produsă de coliziunea între două continente***, caz în care există două posibilităţi (*Bleahu*, 1989). *Prima* (Figura nr. 35) este aceea a coliziunii dintre un continent cu margine pasivă şi altul cu margine activă, cunoscută sub numele de *orogen de tip himalaian* (un caz actual îl reprezintă avansarea Africii spre Anatolia), unde o placă oceanică a fost consumată complet, astfel încât un continent intră în coliziune cu un altul, existând posibilitatea ca în momentul coliziunii să se producă şi subducţia uneia din plăcile continentale sub cealaltă. Subducţia continentală în timpul coliziunii poate atinge şi 150 de km adâncime, iar placa subdusă suferă metamorfism de presiune ultra-înaltă (în acest caz, se pot forma diamantele metamorfice). *A doua* posibilitate este coliziunea dintre două margini continentale active, sub ele consumându-se o placă pur oceanică (Exemplu – *orogenul Acadian* din

Appalachii nord-americani sau Alpii *(Figura nr. 36)*, unde domeniile Hevetic şi Penninic au intrat în coliziune cu domeniul Austro-Alpin);

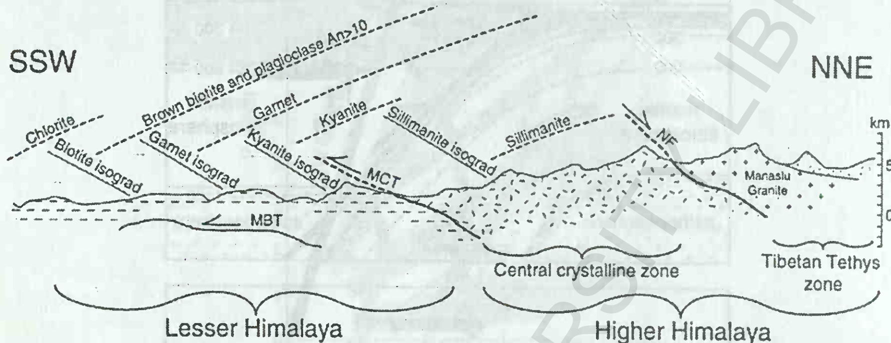



**Figura nr. 35.** *Secţiune transversală prin Orogenul Himalaian* (după *Spear*, 1993) *arătând principalele izograde minerale de la sud spre nord, traversând (MCT – încălecarea centrală principală; NF – falie normală)*

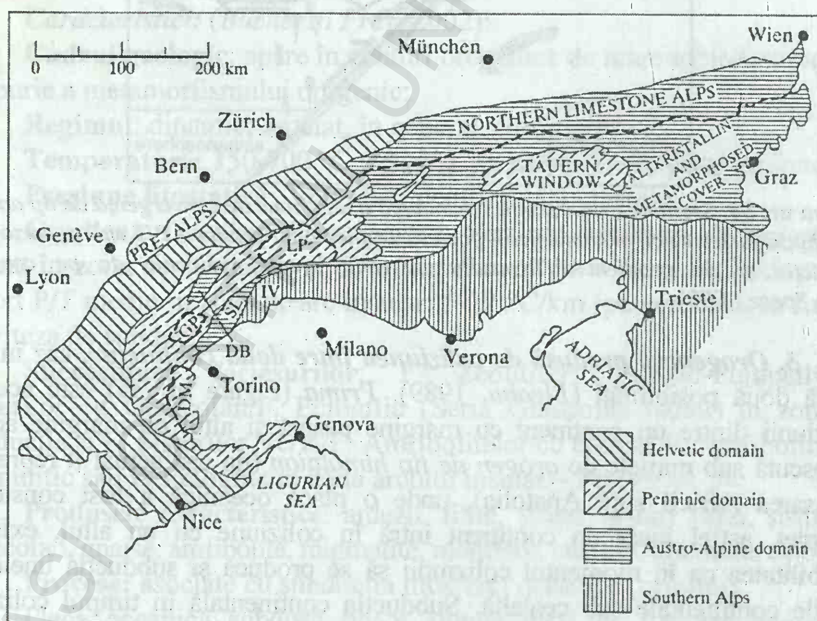



**Figura nr. 36.** *Harta tectonică a Alpilor. LP – domul termal Leopoltin, GP – masivul Gran Paradiso, DM – Masivul Dora Maira, DB – pânza Dent Blanche, SL – zona Sesia – Lanzo, IV – zona Ivrea* (după *Miyashiro*, 1994)

*Caracteristici* (*Bucher şi Frey*, 2002):

**Cadrul geologic**: apare în centuri orogenice ca fază terminală a metamorfismului orogenic;

**Regimul**: Dinamic; asociat, în general, cu deformări de fază, foliaţii şi cutări;

**Temperatură**: 150-850 °C (maximum 1050 °C);

**Presiune litostatică**: 2-10 kbari (până la 14 kbari în unele centuri de coliziune);

**Gradienţi de temperatură**: *Gradient Barrovian* – Serii de faciesuri de raport P/T mediu; 12-60 °C/km (pe verticală) în funcţie de activitatea magmatică asociată;

**Succesiunea faciesurilor**: F. Şisturilor Verzi/F. Amfibolitelor cu epidot/F. Amfibolitic/F. Granulitic;

**Minerale index**: Clorit-Biotit-Granat-Staurolit-Cianit-Sillimanit (Seria Cianit-Sillimanit);

**Produsele caracteristice**: eclogite, serpentinite;

**Procese**: coliziune continent-continent, îngroşare litosferică, compresie şi încălzire.

***Observaţii:***

• ridicarea (exhumarea) şi eroziunea sunt procese concomitente ce pot să fie sau nu în echilibru,

• gradul de metamorfism (T) creşte spre „miezul" orogenic,

• cele mai multe centuri orogenice prezintă mai multe episoade de deformare şi metamorfism – roci polimetamorfice,

• în zona centrală a centurilor orogenice sunt prezente batolite alcătuite din roci granitice.

4. ***Orogen de tip Noua Guinee***, unde un continent intră în coliziune cu un arc insular.

După *Bleahu* (1989), coliziunea dintre un arc insular şi un continent se poate realiza în două moduri diferite, după cum marginea continentală este activă sau pasivă.

**b. Metamorfism de îngropare:** Este un tip de metamorfism de extindere regională care afectează roci îngropate la mari adâncimi, sub stive vulcanogen-sedimentare şi care, de obicei, nu este asociat cu deformarea sau magmatismul; apare, de exemplu, în Sinclinalul Southland (Noua Zeelandă), Estul Australiei, Japonia şi Chile.

Este un metamorfism de grad scăzut în bazine sedimentare cu rată ridicată de subsidenţă, depărtate de marginile de placă. Toate bazinele

sedimentare adânci, mai ales cele formate deasupra rifturilor, ar trebui să resimtă acest metamorfism.

*Caracteristici*:

• deformarea este puțin intensă,

• succesiunea faciesurilor: F. Zeolitic/F. Prehnit-Pumpellyit,

• nu există intruziuni magmatice asociate,

• condiții PT: trecere continuă de la condițiile diagenezei la condițiile formării zeoliților, prehnitului, pumpellyitului, laumontitului etc.,

• rocile rezultate sunt parțial sau complet recristalizate și nu au șistozitate,

• implică temperaturi de la foarte scăzute la medii și raporturi P/T de la scăzute la medii.

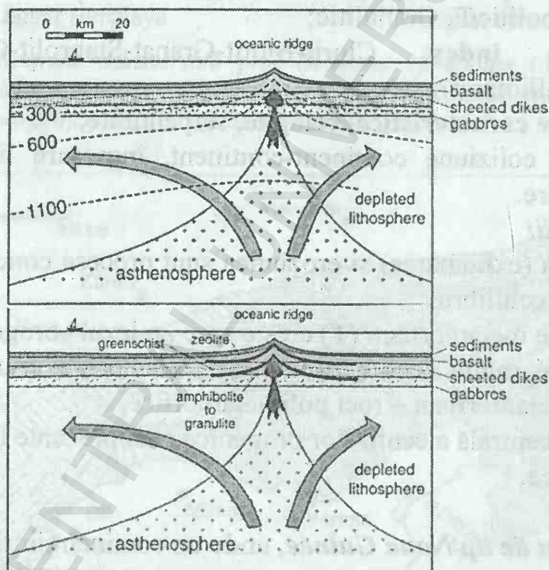



**Figura nr. 37.** *Secțiune transversală schematică a unei dorsale oceanice și distribuția faciesurilor metamorfice* (după *Spear*, 1993)

**c. Metamorfismul de fund oceanic:** Este un tip de metamorfism de extindere regională asociat unui gradient geotermic abrupt, care afectează crusta oceanică în zona dorsalelor oceanice (Exemplu – dorsala mediană a Atlanticului).

*Caracteristici*:

**Cadrul geologic**: apare în crusta oceanică şi mantaua superioară a litosferei oceanice;

**Regimul**: ± Static; asociat zonelor de rift oceanic, fracturi şi injecţii intense şi lipsa foliaţiei;

**Temperatură**: 150-500 °C (> 500 °C în apropierea dorsalelor);

**Presiune litostatică**: < 3 kbari;

**Gradienţi de temperatură**: *Gradient de tip Buchan* - Serii de Faciesuri de raport P/T scăzut;

50-500 °C/km (pe verticală sau orizontală);

**Succesiunea Faciesurilor**: F. Zeolitic/F. Prehnit-Pumpellyit/ F. Şisturilor Verzi (P. scăzută)/ F. Amfibolitic (P. scăzută) – *Figura nr. 37*;

**Produsele caracteristice**: metabazalte, metagabbrouri, serpentinite; se păstrează, de regulă, fabricul protolitului;

**Procese**: încălzire datorată ridicării astenosferei şi intruziunii magmelor mafice în zona dorsalelor oceanice, combinată cu circulaţia apei marine prin rocile fierbinţi fracturate în regim extensional.

***Observaţii:***

• recristalizarea rocilor este de obicei incompletă,

• poate fi considerat un exemplu de M. hidrotermal,

• minerale metamorfice dominante : clorit, albit şi cuarţ,

• rocile au compoziţii chimice bogate în Mg şi Na şi sărace în Ca,

• spilitizarea = albitizarea bazaltelor este o transformare caracteristică.

**Metamorfismul prograd**: metamorfism ce dezvoltă minerale caracteristice unui grad metamorfic mai ridicat faţă de cel al paragenezei metamorfice precedente în aceeaşi rocă sau serie de roci metamorfice.

**Metamorfismul retrograd**: metamorfism ce dezvoltă minerale caracteristice unui grad metamorfic mai scăzut faţă de cel al paragenezei metamorfice precedente în aceeaşi rocă sau serie de roci metamorfice.

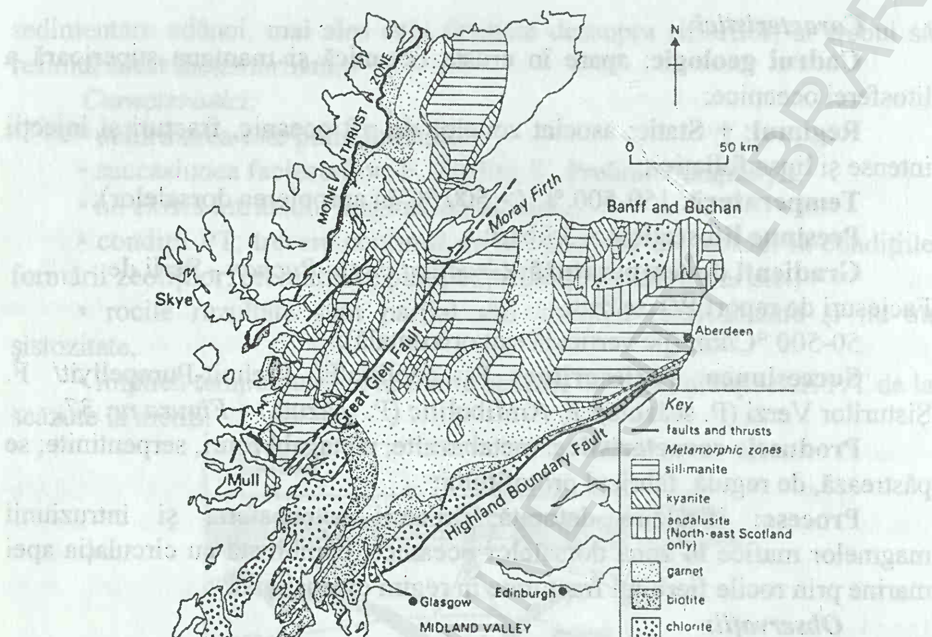



**Figura nr. 38.** *Harta metamorfică a regiunii nordice a Scoției* (după *Spear*, 1993) *indicând zone de metamorfism progresiv: clorit – biotit – granat – cianit – sillimanit (metamorfism de tip Barrovian) și clorit – andaluzit – sillimanit (metamorfism de tip Buchan – doar în partea de NE)*

Studiul metamorfismului progresiv a început la sfârșitul secolului trecut, când *George Barrow* (1853-1932), studiind regiunea Dalradiană din Dealurile Scoției între 1893 și 1912 a fost primul cercetător care a recunoscut zone de metamorfism progresiv *(Figura nr. 38)*. *Barrow* a cartat zone care erau caracterizate de prezența mineralelor index: clorit – biotit – granat – staurolit – cianit – sillimanit. Limita dintre zone era marcată de apariția (sau dispariția) unuia din mineralele critice menționate. Tilley a numit această limită izogradă, deoarece a interpretat-o ca o linie de grad metamorfic constant. *Barrow* a observat că mărimea granulelor creștea semnificativ de la o zonă la alta.

# 18. METAMORFISMUL REGIONAL AL ROCILOR ULTRAMAFICE

- **rocile din manta** – marea majoritate sunt roci metamorfice de recristalizare continuă datorită:

*a) metamorfismului de tip mantelic:*
• convecției mantalei sub-litosferice
• proceselor tectonice din litosferă
• proceselor subsolidus locale din manta (influențate de topire, răcire, hidratare, metasomatism)

***b) metamorfismului crustal***
- echilibrarea rocilor mantelice la condițiile de metamorfism crustale (P, T mai mici).

• Rocile ultramafice magmatice (5%) = cumulate Ol-Px rezultate din cristalizarea fracționată a topiturilor bazice (gabbroice, bazaltice) în camere magmatice crustale.

• În crustă, aflorează două tipuri de *fragmente de manta*.

• Fragmente de manta *sub-oceanică* – apar în secvențele ofiolitice (alături de gabbrouri și dykuri bazaltice și au o compoziție **lherzolitică**).

• Fragmente de manta *sub-continentală* – compoziție **harzburgitică** sau **dunitică.**

**Rocile ultramafice** din mantaua litosferică oceanică sunt local încorporate în centurile metamorfice prin obducție în timpul coliziunii. Asemenea roci ultramafice orogene sunt denumite **peridotite alpine,** datorită apariției lor comune ca lentile în terenurile cristaline din centurile muntoase. De obicei, ele au fost hidratate spre serpentinite în timpul punerii în loc și au suferit grade diferite de recristalizare, în funcție de gradul metamorfismului regional.

Rocile ultramafice nealterate constau dintr-un amestec de olivină + ortopiroxen + clinopiroxen. Compozițiile chimice medii ale rocilor ultramafice sunt relativ restrânse și pot fi reprezentate foarte bine prin sistemul chimic MgO-CaO-SiO2 + $H_2O$ + $CO_2$ (MCS HC).

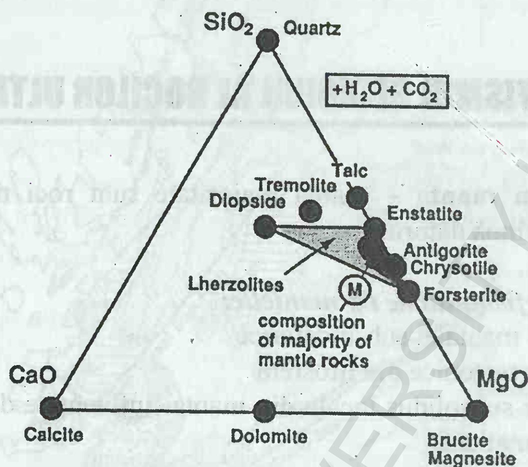



**Figura nr. 39.** *Sistemul chimic MgO-CaO-SiO₂ + H₂O + CO₂ (MCS HC) şi poziţia unor minerale din rocile metaultramafice* (din *Bucher şi Frey*, 2002)

În rocile ultramafice, pot fi prezenţi şi alţi componenţi: FeO este important deoarece permite apariţia unui silicat adiţional de Fe-Mg, iar $Al_2O_3$ (comun de altfel) are efectul stabilizării unei faze adiţionale sau al extinderii câmpului de stabilitate al amfibolului faţă de sistemul simplu.

**Problema echilibrului**

- roci mantelice ce conservă paragenezele de P şi T mari, aflate în dezechilibru cu rocile din jur (**roci allofaciale**),
- roci mantelice echilibrate cu rocile din jur (**roci izofaciale**).

**Compoziţia chimică a sistemelor ultramafice:**

Compoziţie modală dominată de **Ol, Opx şi Cpx** (subordonat amfiboli, plagioclaz, filosilicaţi, oxizi, carbonaţi şi/sau granaţi)

$X_{Mg}$ (Mg/Mg+Fe)=0.9-0.95; ultramafitele sunt, în general, sărace în Fe.

Tipic este sistemul MgO-CaO-$SiO_2$ + $H_2O$ + $CO_2$ (**MCS HC**) – *figura nr. 39.*

Sistem chimic simplificat MgO-$Al_2O_3$-$SiO_2$ (**MAS**) sau prin adăugarea apei în timpul serpentinizării – **MASH** sau **MCSH±CO2**

## Tipuri de roci metaultramafice

Pentru clasificarea rocilor metaultramafice (ultrafemice), pot fi utilizaţi termeni echivalenţi rocilor magmatice: *Ex.*: Lherzolit cu granat, harzburgit cu spinel, dunit cu pargasit.

Dacă se urmăreşte indicarea naturii metamorfice a acestor roci, se pot utiliza expresii ca granofels (fels granular) cu hornblendă şi piroxen, gnais cu hornblendă etc., dar cele mai întâlnite categorii sunt următoarele:

1. Serpentinite – metaharzburgite sau metalherzolite hidratate de grad scăzut
2. Metaperidotite
3. Metafelsite cu En şi Fo
4. Metaoficalcite – serpentinite cu carbonaţi
5. Savgandite (metafelsite enstatitice cu carbonaţi)
6. Pietre-săpun (soapstones) – şisturi talcoase cu carbonaţi (felsite cu talc); ex: talc + magnezit

**Serpentinite**

Roci metamorfice constituite din peste 75% din minerale din grupa serpentinei (antigorit, crisotil, lizardit). Dacă este posibil, este oportună indicarea tipului de serpentină prezentă. Dacă serpentina prezintă o foliaţie marcată, se vorbeşte de şist serpentinic.

*Ex.*:
Serpentinit antigoritic cu forsterit şi diopsid
Serpentinit lizarditic cu brucit
Şist serpentinic antigoritic cu olivină şi titanoclinohumit

**Roci metaoficarbonatice** – sunt roci neomogene, constituite dintr-o porţiune de serpentinit şi una de carbonat. Aceste roci au, în general, un aspect brecios cu fragmente serpentinice de dimensiuni variabile de la scara centimetrică, la cea metrică, cimentate sau injectate de vinişoare carbonatice de natură calcitică (oficalcit), dolomitică (ofidolomit) sau magnezitică (ofimagnezit).

Aceste roci se formează prin reacţia dintre serpentinite şi CO2 de origine crustală. Oficalcitele se formează după punerea în loc şi serpentinizarea ultramafitelor, dar înainte de exhumarea masei principale de pillow-lava şi depozitarea sedimentelor oceanice.

Produsul metamorfic al oficarbonatului se numeşte metaoficarbonat.

*Exemplu*: Metaoficalcit cu antigorit, tremolit şi talc, metaofidolomit

Pudra de oficalcit are proprietăţi farmaceutice.

**Principalele minerale din rocile ultramafice:**

**Minerale din grupa serpentinei** $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$ – filosilicați hidratați trioctaedrici, T max – cca. 520 grade C, incolori, relief scăzut:

- lizardit – format în timpul metamorfismului retrograd
- crisotil – habitus fibros
- antigorit – mineralul principal în serpentinitele prograde

**Talc** $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 \sim 5\%H_2O$

Stabil în sistemele bogate în $CO_2$

**Brucit** $Mg(OH)_2$

Incolor, fibros, relief foarte scăzut

**Periclaz** MgO

Izotrop, relief foarte ridicat

**Magnezit** $MgCO_3$ – de obicei, fără macle polisintetice

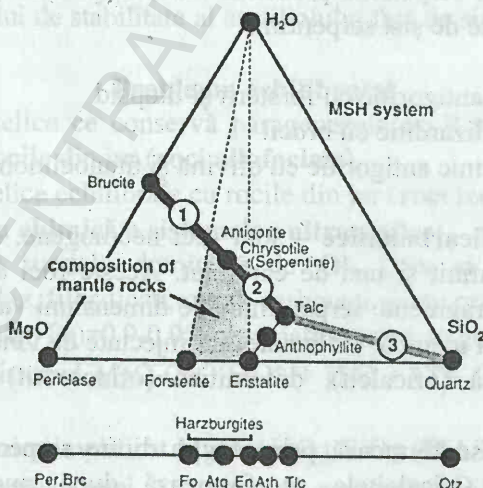



**Figura nr. 40.** *Chemografia sistemului ultramafic MSH indicând compozițiile mineralogice relevante din rocile ultramafice de compoziție harzburgitică* (din *Bucher și Frey*, 2002)

## Tipuri de ocurențe de roci mantelice

**1. Xenolite** peridotitice și piroxenitice în bazalte alcaline (ex.: Racoșul de Jos)

**2. Metaperidotite de tip alpin**: mantaua superioară = fragmente de litosferă oceanică încorporate în crusta continentală în zonele de subducție

În România, metaperidotite cu granat (19-21 % MgO) apar în Pânza Getică din munții Sebeș-Cibin (Tițianu, D. Negru, Foltea), alături de clinopiroxenite cu olivină și granați (*Pavelescu*, 1957; *Maruntiu*, 1978 și 1987).

**3.Asociații ofiolitice** dezmembrate: fragmente de crustă oceanică și manta:

a) încorporate în prisma de acreție în timpul metamorfismului din zonele de subducție. Rocile mantelice sunt asociate cu eclogite și șisturi cu glaucofan;

b) juxtapuse tectonic între două terenuri metamorfice crustale în timpul metamorfismului orogenic; în zonele orogenice, aliniamentele discontinue de roci mantelice urmăresc zone de falii majore ce separă terenuri cu roci contrastante – marchează **zone de sutură**;c) în crustele oceanice actuale.

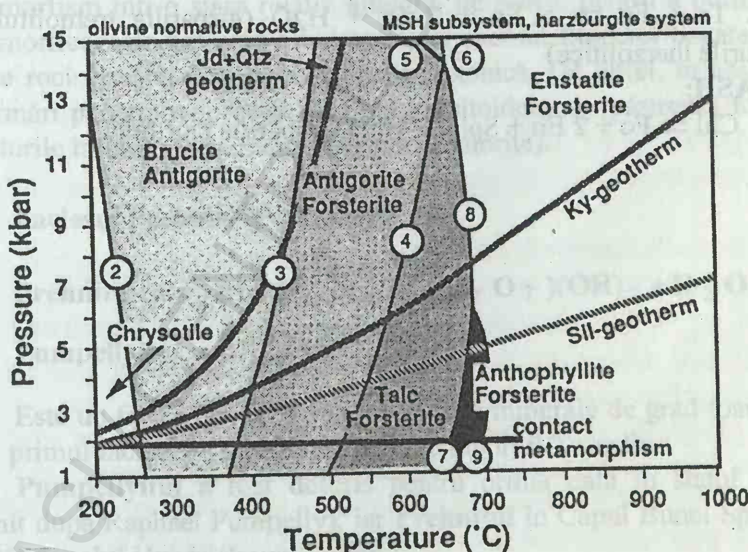



**Figura nr. 41.** *Diagrama P-T pentru echilibrul din sistemul MSH (harzburgite): reacțiile 1-9. Figura este valabilă dacă $H_2O$ pură este prezentă ca fază fluidă* (din *Bucher și Frey*, 2002)

**MSH:**

1. 15 Ctl + Tlc ⇒ Atg (prima apariție a antigoritului) – reacție ce nu e figurată pe diagramă

2. 17 Ctl ⇒ Atg + 3 Brc (ultima apariție a crisotilului)

3. Atg + 20 Brc ⇒ 34 Fo + 51 $H_2O$ (prima apariție a forsteritului)

4. Atg ⇒ 18 Fo + 4 Tlc + 27 $H_2O$ (ultima apariție a antigoritului – limita superioară de temperatură a serpentinitelor)

5. Atg + 14 Tlc ⇒ 90 En + 55 $H_2O$

6. Atg ⇒ 14 Fo + 20 En + 31 $H_2O$

7. 9 Tlc + 4 Fo ⇒ 5 Ath + 4 $H_2O$ (dispariția talcului – la presiune scăzută)

8. Tlc + Fo ⇒ 5 En + $H_2O$ (dispariția talcului – la presiune ridicată)

9. Ath + Fo ⇒ 9 En + $H_2O$ (dispariția antofilitului)

**CMSH:**

10. Atg + 8 Di ⇒ 18 Fo + 4 Tr + 27 $H_2O$ (limita superioară a diopsidului în serpentinite)

11. Tr + Fo ⇒ 5 En + 2 Di + $H_2O$ (dispariția tremolitului în ansamblurile lherzolitice)

**MASH:**

12. Chl ⇒ Fo + 2 En + Spl + 4 $H_2O$ (dispariția cloritului)

# 19. METAMORFISMUL REGIONAL AL GRANITOIDELOR

Rocile de tipul granitoidelor cuprind:

- **Granite;**
- **Granite alcali-feldspatice;**
- **Granodiorite şi tonalite,** şi constituie o porţiune largă din crusta continentală.

Datorită faptului că mineralele principale din aceste roci: **feldspat alcalin, feldspat plagioclaz, Q, Bi, Ms** şi **hornblendă** se pot găsi pe o porţiune destul de largă de condiţii P-T, acest grup de roci nu este un indicator bun pentru stabilirea gradului metamorfismului şi de aceea este neglijat în marea majoritate a tratatelor de petrologie metamorfică.

Spre deosebire de rocile sedimentare umede, granitoidele intră în metamorfism într-o stare relativ anhidră, de aceea, pentru a porni reacţiile metamorfice, este necesară o hidratare, iar accesul fluidelor bogate în apă în aceste roci este facilitat de activitatea tectonică. De altfel, în absenţa unei deformări penetrative, rocile de tipul granitoidelor îţi păstrează foarte bine structurile iniţiale (metagranite, metagranodiorite).

**Faciesul Prehnit – Pumpellyit**

**Prehnitul:** $Ca_2 Mg Al_2 (SiO_4)(Si_2O_7)(OH)_2 \cdot H_2O$

**Pumpellyit:** $Ca_2 Al_2 Si_3 O_{10} (OH)_2$

Este un facies denumit după cele două minerale de grad foarte scăzut, fiind primul facies din metamorfismul de raport P/T mediu.

**Pumpellyitul** a fost descris pentru prima dată în statul Michigan (numit după Raphael Pumpelly), iar **Prehnitul** în Capul Bunei Speranţe, de către colonelul Hendrick von Prehn.

Deşi aceste două minerale sunt frecvent întâlnite în roci magmatice mafice de grad foarte scăzut sau în graywacke, aceşti silicaţi de Ca şi Al sunt uneori întâlniţi şi în roci plutonice, cuarţo-feldspatice. Ambele minerale apar tipic în cadrul Bi, al cloritului secundar sau al hornblendei, formând mici lentile în interiorul acesteia.

În cazul asociației Bi-Pr, marea majoritate a cercetătorilor explică apariția Pr dintr-un fluid care se insinuează pe liniile de clivaj ale Bi.

Reacția posibilă pentru formarea Pr este:



**Bi + An + Apă → Pr + Clorit + FK + Titanit + Ms**

Prezența prehnitului și pumpellyitului în rocile granitoidice fusese anterior atribuită unei activități a soluțiilor deuterice, însă astăzi alterarea în condițiile faciesului Prehnit-Pumpellyit este propusă în mod obișnuit, dacă în rocile învecinate se recunoaște **metamorfismul de temperatură scăzută.**

**Pumpellyitul** a fost descris pentru prima dată în România, fiind denumit **„lotrit"** de către *Munteanu-Murgoci* (1900, fide *Udubașa et al.*, 1992) în *Munții Parâng (vf. Urdele)*. Din păcate, numele a fost respins în favoarea celui actual, după descrierea făcută de *Palache și Vassar* (1925). În Parâng, mineralul amintit apare în rodingite, împreună cu clinozoizit și prehnit. **Pumpellyitul** a mai fost descris în Munții Petreanu, asociat cu bazalte, unde formează benzi fine și vinișoare și e însoțit de prehnit, sugerând un metamorfism de grad scăzut de vârstă alpină în Carpații Meridionali. **Pumpellyitul** a mai fost descris și în Carpații Orientali ca agregate fin granulare în cadrul unor bazalte asociate formațiunilor de fliș.

**Prehnitul** a fost descris, în special, în gnaise în Munții Făgăraș (Bârsa lui Bucur), Munții Sebeș (Vârful Câmpii), Munții Godeanu sau în roci magmatice, fie în diabaze (Râul Doamnei, Cernat), fie în dacite (Săliște, Munții Metaliferi). La Băița Bihor, **prehnitul** a fost descris în corneene, înlocuind plagioclazii sau piroxenii.

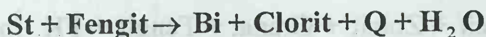
**Prezența Stilpnomelanului**

Stilpnomelanul este un silicat hidratat bogat în Fe cu cantități scăzute de Al și K și poate fi confundat cu biotitul. Pentru stilpnomelanul cu $Fe^{2+}$ și $Fe^{3+}$ se folosesc denumirile de *ferostilpnomelan* și *feristilpnomelan* (ultimul se formează prin oxidarea secundară a primului).

Se găsește în metagranitoidele din centurile orogene, de obicei, în interiorul microclinului sau înlocuiește Bi sau hornblenda.

Reacțiile de formare a stilpnomelanului în metagranitoidele de grad scăzut sunt puțin întâlnite, dar se consideră că Bi și/sau cloritul sunt cei mai importanți reactanți.

Stilpnomelanul apare alături de clorit, fengit (mică), epidot, Qtz, microclin și albit, iar la grade ceva mai ridicate apare alături de biotit verde. De obicei, stilpnomelanul dispare din metagranitoide în urma reacției:



$$St + Fengit \rightarrow Bi + Clorit + Q + H_2O$$

Această reacție a fost investigată experimental în 1970; stilpnomelanul este un mineral index, format în metagranitoidele din faciesul şisturilor verzi sau al şisturilor cu glaucofan.

**Izograda de transformare microclin-sanidină**

O discontinuitate în starea structurală a feldspatului potasic permite recunoaşterea unei transformări izograde (microclin-sanidină) în metagranitoidele faciesului şisturilor verzi.

Sanidina de temperatură ridicată este un feldspat potasic, în care Al şi Si sunt distribuiți între pozițiile tetraedrice $T_1$ şi $T_2$, cu Al preferând poziția $T_{1(0)}$. Spre deosebire de sanidină, microclinul are 4 poziții tetraedrice „preferate": $T_{1(0)}$, $T_1(m)$, $T_{2(0)}$, $T_2(m)$. Cele mai detaliate studii de transformare microclin-sanidină se pot realiza utilizând măsuța Fedorov (măsuță universală) pentru măsurarea unghiului 2V (dintre axele optice) sau utilizând difractometria de raze X. Astfel, au fost efectuate analize pe roci din Alpii Elvețieni Centrali, recunoscându-se trei zone:

- **Zona 1 – microclin cu 2V=55-85 grade**, în roci din faciesul şisturilor verzi (partea inferioară a acestuia).
- **Zona 2 – microclin cu 2V=75-88 grade**, în roci din faciesul şisturilor verzi (partea mediană).
- **Zona 3 – ortoză cu 2V=53-75 grade**, în roci metamorfozate începând cu partea superioară a faciesului şisturilor verzi până în partea superioară a faciesului amfibolitic.

Transformarea microclin-sanidină separă zonele 2 şi 3 şi se presupune că s-a produs la sfârşitul orogenezei alpine. Această izogradă a fost recunoscută în Alpii Elvețieni pe o distanță de 140 Km.

**Rocile granitoidice din Faciesul eclogitic și din Faciesul şisturilor cu glaucofan**

Un exemplu rar de granite, granodiorite şi tonalite metamorfozate în condițiile faciesului eclogitic este cunoscut în zona Sesia din Alpii Italieni (*Compagnoni şi Maffeo*, 1973). Aceste roci cuarțo-feldspatice au fost transformate în timpul fazei timpurii a orogenezei alpine, la mijlocul Cretacicului.

Granitoidele cel mai puțin deformate au structuri magmatice cu FK relict şi Bi, iar pe măsura creşterii presiunii se pot recunoaşte următoarele parageneze:

✓ **Stadiul I** – Q + Jadeit + Zoizit + Granat + Fengit + FK. În acest caz, jadeitul, Qtz şi zoizitul au înlocuit total plagioclazul, iar biotitul s-a transformat parţial în granat, fengit şi rutil.

✓ **Stadiul II** – jadeitul este înlocuit de omfacit + cloromelanit şi apoi de glaucofan.

Condiţiile P-T pentru punctul maxim de recristalizare metamorfică au fost estimate la temperaturi între 500-600 grade şi $P \geq 14$ Kbari.

Ortognaise de compoziţie granitică, granodioritică şi tonalitică din Peninsula Seward, Alaska au suferit un metamorfism orogenic progresiv, începând cu faciesul şisturilor cu glaucofan în Jurasic, urmat apoi de o reechilibrare parţială, în condiţiile faciesului şisturilor verzi. Ansamblul mineralogic în ortognaisele granitice este alcătuit din: cuarţ – albit – microclin – fengit – biotit; în metatonalite, în absenţa microclinului, apare almandin. În ortognaise, nu au fost întâlnite minerale de presiune ridicată precum: jadeit – omfacit sau glaucofan, dar parageneze tipice faciesului şisturilor cu glaucofan au fost depistate în metabazitele şi metapelitele adiacente.

Condiţiile P-T, în acest caz, au fost estimate la $T = 420$ grade Celsius şi $P \approx 9\text{-}10$ Kbari.

Roci granitoidice metamorfozate în condiţii tipice situate între faciesul şisturilor cu glaucofan şi faciesul şisturilor verzi au fost întâlnite în Corsica, unde estimările P-T arată că temperatura a fost cuprinsă între 390 şi 490 grade Celsius, iar presiunea între 6 şi 9 Kbari.

# 20. METAMORFISMUL REGIONAL AL PELITELOR

## Relațiile de fază în sistemele ASH, FASH și KNFASH; Migmatite; Granulite, Rocile metapelitice

Metapelitele reprezintă probabil grupa cea mai numeroasă de roci metamorfice. Metapelitele includ tipic roci metamorfice binecunoscute, precum şisturi cu cianit şi clorit, micaşisturi cu staurolit şi granat, micaşisturi cu cloritoid şi granat, şisturi cu cianit şi staurolit, gnaise cu biotit, granat şi cordierit, gnaise cu biotit şi sillimanit şi granulite cu granat şi piroxen rombic. Cele mai multe minerale metamorfice tipice se găsesc în metapelite:

- Staurolit
- Cloritoid
- Cianit
- Andaluzit
- Sillimanit
- Cordierit.

În mai multe terenuri metamorfice, mineralele caracteristice metapelitelor au o distribuție spațială reglată de intensitatea metamorfismului.

**Sedimente pelitice**

Metapelitele sunt roci metamorfozate provenite din sedimente bogate în minerale argiloase, incluzând aici sedimente neconsolidate şi sedimente consolidate. După un metamorfism incipient, toate aceste roci sedimentare sunt denumite *argilite*, iar metamorfismul de intensitate slabă transformă aceste roci în şisturi.

Granulele sedimentelor pelitice, au, de obicei, dimensiuni mici (mai mici de 4 microni), fiind predominant alcătuite din minerale argiloase.

Semipelitele sunt, în general, rocile metamorfice provenite dintr-un amestec de nisip, silt şi argilă (gnaise semipelitice).

Şisturile pelitice reprezintă cam 80% din totalul rocilor sedimentare metamorfozate.

**Compoziția chimică a metapelitelor**

De regulă, rocile pelitice metamorfozate au un conținut de $Al_2O_3$ foarte ridicat, Fe total mai mult de 10%, MgO are între 2-3%, iar cantitatea de CaO este mai mare decât cea de MgO.

Toate pelitele posedă multă apă, fapt cu implicații petrogenetice deosebite, deoarece apa eliberată în timpul metamorfismului ajută la atingerea echilibrului în roci.

Cea mai bună reacție care dovedește importanța apei în metamorfism este: *transformarea caolinitului* – $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ în *pirofilit* – $Al2Si4O_{10}(OH)_2$ după reacția:


**Caolinit + 2Q → Pirofilit + $H_2O$**

Deoarece caolinitul are un procent de apă de 9%, iar pirofilitul de 4%, procentul de 5% rămas trece în sistem, iar acesta ajută la recristalizarea noilor faze și la cinetica reacției.

**Mineralogia metapelitelor**

Șisturile argiloase sunt dominate de mineralele argiloase: silicați stratificați aluminoși reprezentați de montmorillonit, caolinit și illit.

Sericitul și paragonitul de origine detritică sau autigenă sunt următoarele minerale importante din șisturi, urmând apoi cloritul care, având conținuturi ridicate de Mg și Fe, influențează chimismul rocii.

Mineralele de tipul silicaților stratificați ocupă circa 50% din volumul rocilor pelitice, iar cuarțul din ele sau din metapelite ajunge la aproximativ 10-30% din acestea.

Multe șisturi conțin, de asemenea, feldspați detritici, autigeni sau zeoliți.

Complicații ale chimismului sunt date de oxizi și hidroxizi de Fe sau de sulfuri: hematit, goethit, limonit, pirită, pirotină.

Titanitul sau rutilul sunt constituenți minori în șisturi. Carbonații și materia organică pot să apară în cantități foarte mici.

**Schimbările premetamorfice din sedimentele pelitice**

Compactizarea și diageneza sedimentelor produc schimbări semnificative chimice și mecanice.

Exemplu: porozitatea mare a argilelor de peste 50% este continuu redusă în timpul îngropării și compactizării, până la 6-10%.

Când începe metamorfismul la aproximativ 200 grade și 6 Km adâncime (1,6 Kbari), șisturile tipice conțin încă câteva procente de apă.

**Schimbări premergătoare metamorfismului în pelite**

Mineralele argiloase originale, precum smectitul sunt înlocuite de illit (mineral precursor al micei albe de potasiu) și de clorit.

Gradul de ordonare al rețelei cristaline a silicaților stratificați, în particular al illitului crește progresiv odată cu creșterea P și T.

„Cristalinitatea“ illitului poate fi utilizată ca o măsură a gradului de diageneză (recristalizare diagenetică sau a recristalizării metamorfice de grad foarte scăzut).

## DIAGENEZĂ

❖ În sens larg, reprezintă schimbările chimice, mineralogice, fizice şi biologice suferite de sedimente după depozitarea iniţială în timpul şi după litificare, excluzând alterarea superficială (supergenă) şi metamorfismul.

❖ Diageneza cuprinde următoarele procese:

- ✓ Compactizarea
- ✓ Cimentarea
- ✓ Remobilizarea
- ✓ Autigeneza
- ✓ Înlocuirea
- ✓ Cristalizarea
- ✓ Solubilizarea
- ✓ Hidratarea
- ✓ Dehidratarea
- ✓ Activitatea bacteriană
- ✓ Formarea concreţiunilor

(Compactizarea – Activitatea bacteriană:) procese ce se produc la P şi T normale la suprafaţa crustei terestre

❖ Diageneza (sensul larg) poate fi subdivizată în:

**A) Diageneza superficială (diageneza în sensul strict)** – reprezintă schimbările chimice, mineralogice, fizice şi biologice care au loc în sedimente la condiţii fizice care nu diferă semnificativ de acelea în care sedimentul s-a acumulat;

**B) Diageneza profundă** – schimbări care sunt caracterizate de reacţii ale mineralelor argiloase (precum transformarea smectitului în illit, a caolinitului în dickit). Subcomisia de Nomenclatură a Rocilor Metamorfice a Uniunii Internaţionale a Ştiinţelor Geologice recomandă utilizarea acestui termen în locul celor utilizaţi de geologii ruşi: epigeneză, catageneză sau katageneză.

**Illit** $\Longrightarrow$ **$\Delta^0 2\theta$ CuK$\alpha$** (Indicele Kübler = KI) – indicele de cristalinitate al illitului e măsurat prin Indicele Kübler, pentru a cărui determinare sunt necesare analize difractometrice

Cu – catod; Kα – radiaţie.

**Difractometrie de raze X** { **XRD – roca pulbere**; **SINGLE – cristal unic** }

În funcţie de gradul de cristalinitate al illitului, Subcomisia de nomenclatură a rocilor metamorfice distinge 3 zone:

**1) Zona diagenetică sau zona de cristalinitate diagenetică a illitului.**

**IC > 0,42; IC = $\Delta^0 2\ \theta$ CuKα** = indice de cristalinitate

Această valoare se măsoară, de obicei, pe fracţiunea argiloasă de $0{,}2\,\mu \div 2\,\mu$.

Zona nu este favorabilă genezei petrolului.

**2) Anchizonă**

**Anchizona** = zona de tranziţie între zona diagenetică şi epizonă în care IC - **$\Delta^0 2\ \theta$ CuKα** are valori între $0{,}25 \div 0{,}42$, valori măsurate pe fracţiunea bogată în minerale argiloase cu dimensiuni mai mici de $2\,\mu$ din rocile clastice.

Caolinitul şi/sau mixtura dioctaedrică illit-smectit cu strate expansibile mai mult de 10%, sunt absente în roci clastice normale, dar pot persista în rocile carbonatice, precum şi în şisturile bogate în materie organică şi Na, dar sărace în K.

Metamorfismul din această zonă este denumit *anchimetamorfism* (şi poate fi aproximat ca un metamorfism de grad foarte scăzut).

***Aceasta este zona favorabilă genezei petrolului.***

**3) Epizonă**

Epizonă: grad scăzut de metamorfism
Mezozonă: grad mediu de metamorfism
Catazonă: grad înalt de metamorfism
} s-a renunţat la aceste denumiri propuse de *Grubenmann* (1904).

Este un stadiu mai avansat de metamorfism determinat de valori ale indicelui de cristalinitate (**$\Delta^0 2\ \theta$ CuKα**) mai mici de 0,25; dacă rocile au trecut în această zonă geneza petrolului s-a încheiat.

Gradul de cristalinitate al illitului este studiat împreună cu gradul de maturare al materiei organice din roci pentru determinarea genezei posibile a petrolului.

Compuşii organici ai carbonului sunt înlocuiţi pe măsura creşterii intensităţii metamorfismului de grafit sau trec complet în $CO_2$ şi $CH_4$.

În acest context, reflectivitatea optică a materiei cărbunoase este aceea care este utilizată ca indicator al regimului termic din timpul diagenezei şi începutul metamorfismului.

În sinteză, pentru determinarea celor trei zone amintite, se utilizează indicele de cristalinitate al illitului, reflectanţa vitrinitului, indicele de cristalinitate al cloritului şi indicele de alterare al culorii din conodonte. Între aceşti parametri, pot fi efectuate doar corelări aproximative.

**Mineralogia Digitală = Digital Mineralogy** (Digi M) este o nouă tehnică de analiză a probelor ce furnizează informaţii privind impurităţile din roci, dar o foarte mare importanţă o prezintă folosirea acestei tehnici în exploatarea petrolului.

Digi M combină rezultatele obţinute prin analizele spectrofotometrice în IR din teren cu datele din programele software "The Spectral Geologist". Rezultatul: o nouă clasificare a datelor analizelor ce permite stabilirea mineralogiei formaţiunilor studiate şi prezentarea sa sub formă de diagrame, reprezentări grafice şi profile. Aceste date sunt rapid integrate şi comparate cu datele geofizice obţinute la explorare.

Măsurătorile Digi M sunt rapide (30 secunde) şi se efectuează *in situ* pe carote; nu sunt necesare alte pregătiri anterioare ale probelor, cu excepţia uscării acestora. Digi M se completează ideal cu tradiţionala XRD, fiind utilizată în prospecţiuni, teste stratigrafice, relevând proporţia relativă, compoziţia şi cristalinitatea grupelor importante de minerale (exemplu: illit, smectit, pirofilit, caolinit, clorit, dolomit, calcit etc.).

Aplicaţii specifice ale Digi M în industria petrolieră:

- transformarea smectit – illit;
- determinarea cristalinităţii illitului;
- detectarea hidrocarburilor în roci sedimentare;
- măsurarea amoniului fixat în illit, ceea ce evidenţiază maturitatea şi migrarea acumulărilor de hidrocarburi;
- identificarea rezervoarelor de hidrocarburi;
- identificarea mineralelor;
- identificarea incluziunilor minerale.

La începutul metamorfismului, sedimentele pelitice sunt transformate, mai întâi, în ardezii şi filite, mineralogia tipică a acestora fiind dată de:

- Illit (muscovit)
- Clorit
- Cuarț
- Feldspați
- Sulfuri
- Hematit
- Materie organică.

Din punct de vedere geochimic, compoziția chimică a rocilor pelitice incipient metamorfozate rămâne aceeaşi cu excepția reducerii conținutului de apă.

**Metamorfismul orogenic de presiune intermediară a rocilor pelitice (metamorfism de tip Barrowian)**

**Izoterma Cianitului**

Acest tip de metamorfism se întâlneşte în multe centuri orogenice de vârstă precambriană până la terțiară. A fost descris pentru prima dată în Scoția de Barrow.

Din punct de vedere geochimic, s-a constatat următoarea abundență descrescătoare a oxizilor:

- **$SiO_2$**
- **$Al_2O_3$**
- **FeO**
- **$Fe_2O_3$**
- **$H_2O$**
- **MgO**
- **$K_2O$**
- **$Na_2O$**
- **$TiO_2$**
- **CaO**



Metapelitele pot fi adesea aproximate într-un sistem de 6 componenți (oxizii cu concentrația cea mai mare); acest sistem poate fi reprezentat grafic prin **diagrama AFM** (*Figura nr. 42*).

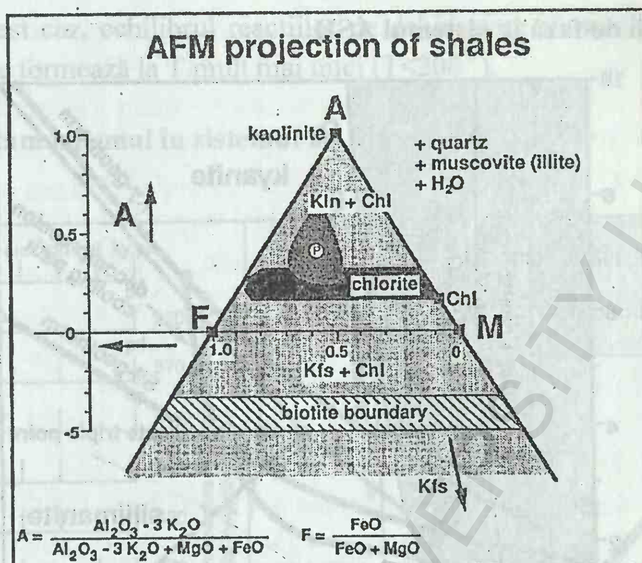



**Figura nr. 42.** *Diagrama AFM pentru metapelitele de grad scăzut* (din *Bucher şi Frey*, 2002)

**$Na_2O$** este, de obicei, conţinut în feldspat (albit) şi paragonit, **CaO** are, de regulă, valori foarte scăzute în argilele (metapelitele) pure, dar când apare în conţinut mai ridicat indică prezenţa granatului şi a plagioclazului (anortit).

În mod tipic, valoarea parametrului A este situată în jurul valorii 0,40, iar $F \approx 0,60$ (aceasta este valoarea medie a celor doi parametri pentru metapelitele normale).

$$A = \frac{Al_2O_3 - 3K_2O}{Al_2O_3 - 3K_2O + MgO + FeO} \qquad F = \frac{FeO}{FeO + MgO}$$

Asemenea metapelite conţin **caolinit, pirofilit + clorit + Q + illit + apă**

**Relații de fază în sistemul ASH**

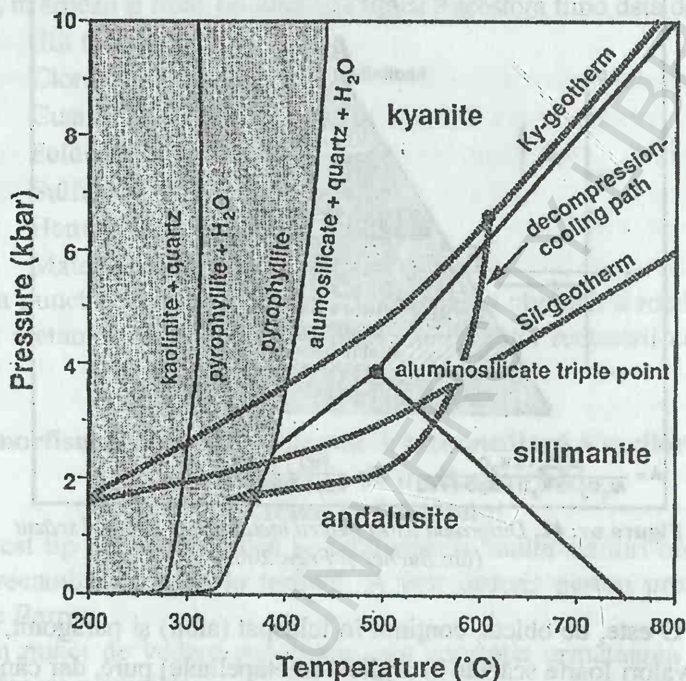
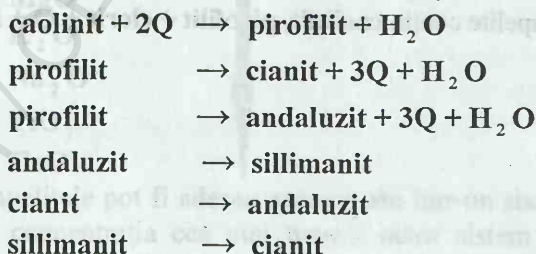



**Figura nr. 43.** *Reacțiile din Sistemul ASH ($Al_2O_3$-$SiO_2$-$H_2O$).* Din *Spear* (1993)

Doi dintre cei mai importanți componenți ai metapelitelor, $SiO_2$ și $Al_2O_3$ împreună cu apa, permit reprezentarea relațiilor de fază între caolinit, pirofilit, cei trei silicați de Al – cianit, sillimanit, andaluzit și Q.

Acest sistem ASH *(Figura nr. 43)* descrie o bună parte a metapelitelor și în cadrul său se pot petrece următoarele reacții:



**caolinit + 2Q ⟶ pirofilit + $H_2O$**

**pirofilit ⟶ cianit + 3Q + $H_2O$**

**pirofilit ⟶ andaluzit + 3Q + $H_2O$**

**andaluzit ⟶ sillimanit**

**cianit ⟶ andaluzit**

**sillimanit ⟶ cianit**

În roci care conțin materie organică din abundență (o situație comună în metapelite), faza fluidă poate conține și $CH_4$ la T scăzute.

În acest caz, echilibrul reacțiilor de dehidratare se modifică și astfel pirofilitul se formează la T mult mai mici (T<200$^{0}$).

**Metamorfismul în sistemul FASH**

Figura nr. 44. *Reacțiile din Sistemul FASH ($FeO$-$Al_2O_3$-$SiO_2$-$H_2O$).* Din *Spear* (1993)

Adăugarea FeO în sistem introduce un număr suplimentar de minerale:

- Feroclorit (amesit sau daphnit) – $Fe_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$
- Cloritoid – $FeAl_2SiO_6(OH)_2$
- Staurolit – $Fe_4Al_{18}Si_8O_{44}(OH)_4$
- Granat almandin – $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
- Ferocordierit – $(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$
- Hercinit (spinel) – $FeAl_2O_4$

Alte minerale posibile în acest sistem sunt: amfiboli rombici şi piroxeni rombici cu Fe.

**Reacţii posibile:**

(7) clorit + 4 pirofilit ⟶ 5 cloritoid + 2 Q + 3 $H_2O$
(8) clorit + 4 hematit ⟶ cloritoid + 4 magnetit + 2Q + 3 $H_2O$
(9) clorit + cloritoid + 2Q ⟶ 2 almandin + 5 $H_2O$
(10) 3 clorit ⟶ 3 almandin + 2 magnetit + 12 $H_2O$
(11) 8 cloritoid + 10 cianit ⟶ 2 staurolit + 3 Q + 4 $H_2O$
(12) 23 cloritoid + 7 Q ⟶ 2 staurolit + 5 almandin + 19 $H_2O$
(13) 75 staurolit + 312 Q ⟶ 100 almandin + 575 cianit + 150 $H_2O$
(14) 3 cloritoid + 2 Q ⟶ almandin + 2 cianit + 3 $H_2O$
(15) 3 cloritoid + 2 Q ⟶ almandin + 2 andaluzit + 3 $H_2O$
(16) 8 cloritoid + 10 andaluzit ⟶ 2 staurolit + 3 Q + 4 $H_2O$
(17) 75 staurolit + 312 Q ⟶ 100 almandin + 575 sillimanit + 150 $H_2O$
(18) 75 staurolit + 312 Q ⟶ 100 almandin + 575 andaluzit + 150 $H_2O$

Descompunerea staurolitului în roci lipsite de Q:
(19) 2 staurolit ⟶ almandin + 12 sillimanit + 5 hercinit + 4 $H_2O$
(20) 2 staurolit ⟶ almandin + 12 andaluzit + 5 hercinit + 4 $H_2O$

**Metamorfismul în sistemul KNFASH**

Adăugarea $K_2O$ şi $Na_2O$ în sistem implică apariţia micelor (annit – biotit, muscovit, paragonit), feldspatului potasic, albitului şi jadeitului. Muscovitul şi paragonitul sunt cunoscute sub denumirea de *mice albe (mice dioctaedrice)* şi deosebirea între ele se face prin intermediul difractometriei de raze X sau a analizei chimice.

Reacţii posibile dacă apa şi cuarţul sunt în exces *(Figura nr. 45)*:
(21) 3 clorit + 8 feldspat potasic ⟶ 5 annit + 3 muscovit + 9 Q + 4 $H_2O$
(22) 1 muscovit + 3 clorit + 3 Q ⟶ 4 almandin + 1 annit + 12 $H_2O$
(23) 1 muscovit + 1 annit + 3 Q ⟶ 1 almandin + 2 feldspat potasic + 2 $H_2O$
(24) pargasit + Q ⟶ albit + silicat de Al + $H_2O$
(25) muscovit + Q ⟶ feldspat potasic + silicat de Al + $H_2O$
(26) jadeit + Q ⟶ albit

Reacții discontinue:

(27) cloritoid ⟶ staurolit + granat + clorit

(28) granat + clorit ⟶ staurolit + biotit

(29) staurolit + clorit ⟶ biotit + silicat de Al

(30) staurolit ⟶ granat + biotit + silicat de Al

(31) staurolit + biotit ⟶ granat + silicat de Al

(32) staurolit + clorit ⟶ silicat de Al + granat

(33) granat + clorit ⟶ biotit + silicat de Al

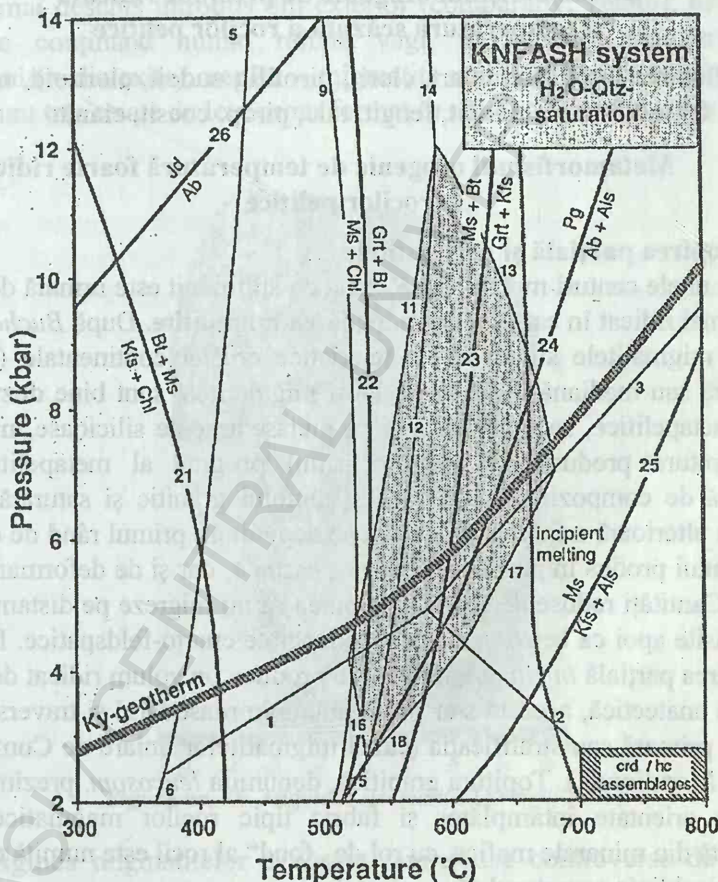



**Figura nr. 45.** *Reacțiile din Sistemul KNFASH ($K_2O$-$Na_2O$-$FeO$-$Al_2O_3$-$SiO_2$-$H_2O$).*
Din *Spear* (1993)

**Metamorfismul orogenic de presiune scăzută a rocilor pelitice**

**Metamorfismul în sistemul KFASH**

Minerale implicate: cuarţ, cordierit, spinel (hercinit), ferosilit, feroantofilit, safirin (ferosafirin), osumilit (feroosumilit), feldspat potasic, muscovit, biotit, granat, andaluzit.

**Metamorfismul în sistemul KFMASH**

Minerale implicate: cuarţ, illit (muscovit), clorit, pirofilit (sau caolinit), paragonit, feldspat potasic, cloritoid, biotit, granat, staurolit, cianit (sillimanit).

**Metamorfismul orogenic de presiune ridicată şi temperatură scăzută a rocilor pelitice**

Minerale implicate: cuarţ, clorit, pirofilit, sudoit, cloritoid, magneziocarfolit, ferocarfolit, celadonit, fengit, talc, pirop, coesit, cianit.

**Metamorfismul orogenic de temperatură foarte ridicată a rocilor pelitice**

**Topirea parţială şi migmatitele**

În unele centuri metamorfice, zona cu sillimanit este urmată de zone cu grad şi mai ridicat în care rocile sunt adesea **migmatite**. După *Bucher* şi *Frey* (1994), migmatitele sunt roci caracteristice crustei continentale (în partea inferioară sau mediană a acesteia). Deşi migmatitele sunt bine dezvoltate în rocile metapelitice, se pot întâlni şi în metasedimente silicioase, metabazite etc. Topitura produsă de metamorfismul prograd al metapelitelor este apropiată de compoziţia eutectică a sistemului granitic şi saturată în $H_2O$. Evoluţia ulterioară a fazei topite produse depinde în primul rând de cantitatea materialului produs în procesul de topire parţială, dar şi de deformare sau alţi factori. Cantităţi reduse de topitură ar putea să nu migreze pe distanţe mari şi vor fi găsite apoi ca benzi sau lentile leucocrate cuarţo-feldspatice. Dacă însă prin topirea parţială *in situ* a gnaiselor se produce un volum ridicat de topitură granitică anatectică, aceasta s-ar putea aduna în mase largi şi traversa foliaţia gnaisică primară sau stratificaţia (cazul migmatitelor liniare de Cumpăna din Carpaţii Meridionali). Topitura granitică, denumită *leucosom,* prezintă adesea minerale orientate întâmplător şi fabric tipic rocilor magmatice. Partea constituită din minerale mafice, cu rol de „fond“ al rocii este numită *paleosom* (pentru a sublinia caracterul său mai vechi).

După *Yardley* (1989), tipurile de migmatite variază în funcţie de modul în care apare leucosomul. Cel mai adesea, acesta se dispune în strate (de câţiva centimetri grosime) mai mult sau mai puţin paralele cu şistozitatea, cum e cazul **stromatitelor** (migmatite stratificate, Figura nr. 46). După *Spear* (1993), materialul feldspatic sau cuarţo-feldspatic din

stromatite este introdus ca fluid granitic, ca soluții hidrotermale sau ca ioni de difuzie. Mişcarea acestor substanțe este aproape paralelă cu foliația, iar topitura cristalizează, astfel încât creează impresia unei injecții „strat peste strat". După *Rădulescu* (1980), dacă roca de fond nu prezintă şistozitate sau clivaj, leucosomul formează pături foarte complexe cutate, contorsionate, numite *cute ptigmatice*. În alte cazuri, cele două componente au o distribuție cu totul neregulată, putându-se întâlni: **agmatite** – migmatite cu structură de brecie, în care fragmentele sunt cimentate de un leucosom subordonat; **arterite** – migmatite unde porțiunile mai închise sunt injectate de vene de material mai deschis introdus din exterior (comparativ, venite); **nebulite** – migmatite conținând numai relicte vagi, în general, structurale, ale protolitului (= diatexite); **venite** – migmatite unde porțiunile mai închise la culoare sunt traversate de leucosom format *in situ* (comparativ, arterite).

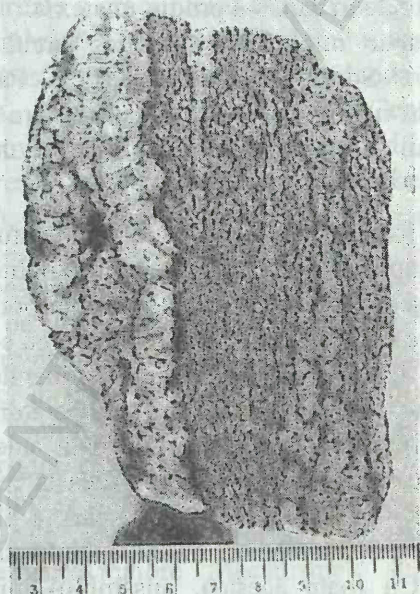


**Figura nr. 46.** *Migmatit stromatitic* (*Brown*, 2001)

Originea migmatitelor a născut numeroase controverse de-a lungul timpului. Diverse opinii din jurul „controversei granitelor", care a apărut spre sfârşitul anului 1940, vedeau migmatitele fie ca rezultatul transformării metasomatice a şisturilor prin migrarea fluidelor, fie ca produsul topirii parțiale (**anatexiei**) a rocilor preexistente datorită temperaturilor foarte mari atinse în timpul metamorfismului. Cercetările experimentale efectuate de

*Winkler et al.* (1976) au arătat că metasedimentele încep să se topească, pentru a produce un lichid granitic, la temperaturi ceva mai mari decât cele din zona cu sillimanit a faciesului granulitic şi acest proces este fără îndoială responsabil pentru formarea multor migmatite. Pe de altă parte, s-a găsit că leucosomul unor migmatite are compoziţii care diferă de cele ale topiturilor obţinute experimental; în numeroase cazuri, leucosomul are o compoziţie trondjhemitică, mai degrabă, decât granitică (i.e. fără feldspat potasic). Este deci foarte probabil ca alte procese, precum diferenţierea metamorfică, care implică o soluţie şi reprecipitarea mineralelor dintr-o fază fluidă, să aibă un rol important în geneza unor migmatite (*Yardley*, 1989).

Migmatitele cu dezvoltare regională nu apar decât în terenuri foarte vechi, precambriene, atât în cadrul scuturilor, cât şi în acela al centurilor metamorfice; această observaţie poate fi interpretată în sensul că numai în aceste terenuri metamorfice exhumarea şi/sau eroziunea a reuşit să aducă la zi zonele foarte profunde în care s-a produs anatexia.

În România apar migmatite în întreg arcul carpatic: migmatite arteritice în litogrupul Someş, şi anume în soclul Pânzei de Finiş-Gârda, migmatite cu structuri nebulitice, flebitice sau oculare în litogrupul Drăgşan sau cele din litogrupul de Lainici-Păiuş (în defileul Jiului) etc.

**Granulite**

Granulitele se formează în condiţii de temperatură ridicată, în timpul metamorfismului regional. În cazuri extreme, granulitele pot fi generate la temperaturi ce depăşesc 1000 °C. Unele granulite pot reprezenta reziduuri ale topirii parţiale şi câteodată reprezintă roci care nu s-au topit niciodată, în ciuda temperaturilor foarte ridicate, deoarece mineralele componente sunt fără excepţie anhidre. În principiu, dacă temperatura depăşeşte valorile tipice faciesului amfibolitic, hornblenda formată anterior se descompune pentru a forma **piroxen rombic** şi **cuarţ**. Această reacţie se produce, de regulă, în metapelite între 750 şi 800 °C. Apariţia piroxenului rombic în rocile purtătoare de cuarţ marchează tranziţia dintre faciesul amfibolitic şi faciesul granulitic. Cu toate acestea, ansamblul mineralogic diagnostic pentru faciesul de cea mai ridicată temperatură poate fi generat de reacţii chimice diferite. Cea mai importantă dintre acestea este cea care înlătură ultimul filosilicat rămas în sistem (**biotitul**), cu formare de **feldspat potasic + piroxen rombic + apă**. În prezenţa cuarţului, biotitul se descompune în jurul valorii de 800 °C. În aceste condiţii anhidre se pot forma şi alte minerale precum safirinul, spinelul (hercinit), sillimanitul, corindonul şi osumilitul. Ansamblul mineralogic **safirin + cuarţ**, care rezultă în urma

reacţiei dintre **sillimanit** şi **piroxen rombic**, indică temperaturi mai mari de 900 °C, iar perechea **osumilit + cuarţ**, temperaturi de peste 950 °C.

Granulitele sunt asociate deseori gnaiselor, deoarece conţin aproape aceleaşi minerale, dar, spre deosebire de acestea, sunt fin-granulare, au foliaţia mai puţin vizibilă şi mult mai des bogate în granaţi: În plus au câteva trăsături microscopice particulare. Feldspatul potasic (reprezentat preponderent de ortoză şi, mult mai rar, de microclin) tinde să fie mezopertitic şi este frecvent de culoare verde, şi nu roz, în timp ce cuarţul coexistent este câteodată albăstrui. Ca minerale accesorii pot fi găsite apatitul, zirconul, oxizii de fier, http://en.wikipedia.org/wiki/Epidotecordieritul, epidotul, zoizitul, calcitul, titanitul, sillimanitul, rutilul, turmalina şi, mai rar, safirinul şi osumilitul. Deşi ocazional pot fi întâlnite granule mai largi de feldspat sau cuarţ, granulitele conţin, de regulă, minerale de mici dimensiuni şi forme imperfecte (niciodată, euhedrale).

O altă particularitate a granulitelor este prezenţa notabilă a acestora în zonele de scut, precambriene. Pe cuprinsul globului terestru au fost întâlnite granulite în numeroase regiuni precum Finlanda (Finnish Lapland), Germania (Saxonia), Scoţia, Africa de Sud (Centura Limpopo), NE Canadei, Brazilia (Provincia Jequie), Madagascar, Sri Lanka, India, Uganda, Italia (Provincia Ivrea), Zimbabwe (Centura Zambesi), SUA (provincia arhaică din Montana), Cratonul Sino-Corean, Antarctica etc.

Fiecare din aceste terenuri are particularităţi proprii, deşi există şi câteva similarităţi deosebite: conţinuturi foarte scăzute de $H_2O$ ale rocilor şi prezenţa piroxenilor pe suprafeţe vaste. Regiunile din Sri Lanka şi Lapland sunt compuse predominant din metasedimente şi metavulcanite dezvoltate în faciesul granulitic, în timp ce în Canada abundă plutonii charnockitici (granite cu piroxen rombic). Studiile geochimice au o importanţă foarte mare în discutarea originii granulitelor. Unele granulite au conţinuturi foarte scăzute în elemente litofile cu raze ionice mari (LILE), cum ar fi Rb, K, U şi Th spre deosebire de rocile din crusta superioară cu conţinuturi asemănătoare în elemente majore. Mecanismele sugerate pentru această sărăcire includ o diferenţiere magmatică primară în acreţia crustei, o topire parţială subsecventă şi extracţia magmelor bogate în elemente litofile cu raze ionice mari, precum şi episoade metamorfice de degazeificare. Cercetările recente privind partiţia elementelor urmă nu au decis care din aceste mecanisme este operativ pentru sărăcirea în LILE.

În România, au fost întâlnite granulite în Carpaţii Meridionali: Litogrupul de Sebeş-Lotru sau Litogrupul de Cumpăna (*Mărunţiu et al.*, 1997; *Balintoni*, 1997; *Medaris et al.*, 2003).

# 21. METAMORFISMUL REGIONAL AL ROCILOR MAFICE; ECLOGITE

Rocile metamorfice mafice (şisturi verzi, amfibolite, unele granulite, şisturi albastre şi eclogite) sunt derivate din roci magmatice mafice, în special bazalte şi andezite şi mai puţin gabbrouri. Ansamblurile metamorfice găsite în rocile mafice sunt utilizate pentru a defini intensitatea metamorfismului în conceptul faciesurilor metamorfice.

Curgerile de lavă şi intruziunile plutonice asociate sunt frecvent întâlnite în secvenţele metamorfice. În unele centuri orogenice, predomină roci magmatice bazice (bazalte, gabbrouri), dar se pot întâlni şi tufuri sau graywacke de compoziţie intermediară. Bazaltele şi andezitele sunt larg întâlnite sub forma unor curgeri masive de lavă, pillow – lava, brecii hialoclastice, silluri şi dykuri. Rocile bazaltice constituie o porţiune majoră a crustei oceanice şi marea majoritate par să fi suportat un metamorfism de fund oceanic imediat după formarea în zona dorsalelor. Transportate spre o margine continentală, rocile oceanice mafice sunt din nou metamorfozate la sau lângă limitele de plăci convergente. Schimbarea mineralogiei diferă în cazul subducţiei crustei oceanice sub crusta continentală faţă de obducţia acesteia peste crusta continentală.

Pe o arie largă de condiţii metamorfice P-T, rocile metabazice sunt dominate de amfiboli şi acestea se numesc *amfibolite*. Amfibolitele se pot forma, de asemenea, prin metamorfismul unor sedimente care conţin minerale argiloase smectice şi carbonaţi.

Distincţia dintre ortoamfibolite şi paraamfibolite a fost discutată pe larg în trecut, dar un englez pe nume *Leake* (1964) a arătat că deşi compoziţia chimică a unei probe nu poate permite în mod neechivoc identificarea materialului parental, tendinţa chimică obţinută când o suită de analize din amfibolite este reprezentată pe diagrame de variaţie chimică, poate permite distingerea protoliţilor magmatici de cei sedimentari.

Rocile bazice arată diferenţe importante în metamorfismul lor când sunt comparate cu sedimentele pelitice.

În primul rând, ansamblul mineralogic magmatic iniţial este constituit din minerale anhidre stabile la temperaturi ridicate. Ca rezultat, primele schimbări care au loc când rocile magmatice sunt îngropate şi încălzite în

mijlocul unei secvențe sedimentare, implică formarea unor minerale hidratate stabile la temperaturi scăzute.

Extensia acestor reacții retrograde depinde de cantitatea de apă care poate să penetreze aceste roci (deformarea facilitează influxurile de apă). În timp ce tufurile permeabile pot să nu rețină mineralele originale, curgerile de lave masive din apropiere și dyke-urile (metamorfozate) pot să păstreze cantități semnificative de minerale magmatice.

A doua diferență majoră dintre metapelite și metabazite se referă la tipul ansamblurilor mineralogice și reacțiile ce pot să apară. Rocile metabazice la majoritatea câmpurilor de PT conțin un număr relativ mic de minerale. Multe dintre acestea sunt soluții solide, iar pe o diagramă petrogenetică pot fi puține izograde.

Apariția microsondei electronice (1960) a dus la progresul rapid al cunoașterii rocilor metabazice.

## MINERALE CARACTERISTICE. PARAGENEZE CARACTERISTICE ALE METABAZITELOR DIN CELE 10 FACIESURI

*Metamorfismul de grad scăzut*

**În faciesul zeolitic:**

Metabazitele din acest facies au fost descrise cel mai bine în Noua Zeelandă; s-au observat două zone, cu laumontit și cu heulandit.

**În faciesul Prehnit-Pumpellyit:**

Metabazite cu : Prehnit + Pumpellyit; Pumpellyt + Actinot, Clorit, Albit, Epidot

În România, faciesul prehnit-pumpellyit se întâlnește în bazitele-ultrabazitele din Munții Parâng și în corneenele cu silicați de Ca, la contactul cu serpentinitele (de altfel, acolo a fost descris pentru prima dată în lume lotritul de *Murgoci*, 1900, fide *Udubașa et al.*, 1992), cunoscut însă azi ca pumpellyit (*Rădulescu*, 1961). De asemenea, acest facies este cunoscut în *mélange* ofiolitic cu bazalte în Pânza de Severin din Platoul Mehedinți (*Mărunțiu*, 1987; *Ciulavu et al.* 2001).

**Tabelul nr. 4** Mineralele din metabazite caracteristice faciesurilor metamorfice

| *MINERALE CARACTERISTICE* | *FACIESURI* |
|---|---|
| *Actinot, Albit, Epidot, Clorit* | *Faciesul şisturilor verzi* |
| *Hornblendă + Albit + Epidot + Clorit* | *Faciesul amfibolitelor cu epidot* |
| *Hornblendă + Plagioclaz (minim 17%An)* | *Faciesul amfibolitic* |
| *Cpx + Opx + Plagioclaz* | *Faciesul corneenelor cu Px* |
| *Minerale stabile la T ridicate Sanidină + Cpx + Opx* | *Faciesul sanidinitic* |
| *Laumontit + Heulandit* | *Faciesul zeolitic* |
| *Prehnit + Pumpellyit Pumpellyt + Actinot, Clorit, Albit, Epidot* | *Faciesul prehnit, pumpellyit* |
| *Glaucofan, Px jadeitic, epidot, lawsonit, fengit; fără biotit* | *Faciesul şisturilor cu glaucofan* |
| *Omfacit (Px) + Granat* | *Faciesul eclogitic* |
| *Cpx + Opx + Plagioclaz* | *Faciesul granulitic* |

## *Metamorfismul de grad mediu*

**În faciesul şisturilor verzi şi faciesul amfibolitelor:**

**AMFIBOLIT**: rocă metamorfică cu chimism femic sau intermediar-bazic, alcătuită din cel puţin 75% amfibol (de culoare verde, maro sau negru) şi plagioclaz. Alţi componenţi majori sau minori pot fi: Q, Cpx, zoizit, granat, biotit.

Deşi limita inferioară de T pentru faciesul şisturilor verzi este bine definită prin descompunerea pumpellyitului, schimbările din metabazite în cadrul faciesurilor şisturilor verzi şi amfibolitic sunt rezultatul unor reacţii continue şi nici un sistem experimental simplu nu are relevanţă în legătură cu acest subiect.

Prin urmare, condiţiile metamorfice din aceste două faciesuri sunt mai bine definite de ansamblurile pelitice decât de ansamblurile din metabazite.

**În faciesul granulitic:**

**GRANULIT**: rocă metamorfică de grad ridicat de metamorfism, ce conţine asociaţiile mineralogice ale faciesului granulitic (este critică prezenţa plagioclazului şi absenţa muscovitului) şi derivată din protoliţi cu

chimism cuarţo-feldspatic sau bazic. Compoziţia mineralogică trebuie indicată prin adăugarea constituenţilor majori.

Nu este nici un dubiu că granulitele bazice se formează la T foarte ridicate, deoarece sunt caracterizate de transformarea amfibolului în Px şi de topirea parţială a rocilor pelitice.

Studiile experimentale efectuate pentru determinarea T necesare trecerii de la amfibolite la granulite arată T=770-790 $^0$ C.

Granulitele bazice se formează la T=700-1000 $^0$ C.

Unii cercetători au indicat T=1250 $^0$ C.

*Metamorfismul de grad ridicat*

**În faciesul şisturilor cu glaucofan:**

**ŞIST CU GLAUCOFAN** (şist albastru = blueschist): rocă şistoasă a cărei culoare albăstruie este datorată prezenţei amfibolilor sodici ai metamorfismului de P ridicată, cum ar fi glaucofan, crossit, Mg-riebeckit.

***Exemplu:***

- *şist cu lawsonit şi jadeit*
- *şist cu epidot şi granat.*

Metabazitele din acest facies au fost descrise tipic în Noua Caledonie (S-V Pacific) în California, Washington (SUA), în Sifnos Arhipelagul Cicladelor, Alpii Italieni (N- Torino), zona Sesia.

În România, glaucofanul a fost identificat în zăcămintele manganifere de la Iacobeni (*Rădulescu*, 1962). *Paulina Hârtopanu* (2004) confirmă şi arată că Seria de Tulgheş, polimetamorfică, a trecut printr-un M4 de HP/LT.

**În faciesul Eclogitic:**

**ECLOGIT (termen introdus de *Haüy* în 1822)**

Rocă de compoziţie bazică: gabbroică-bazaltică (pot proveni chiar şi din marne) lipsită de plagioclaz şi compusă ≥ 75% din omfacit şi granat.

**Mineralogie esenţială:**

**omfacit** (cpx verde)
**+ granat** (roşu-brun)
**+ constituenţi minori**
**+ m. accesorii**

**OMFACIT – soluție solidă cu:**

| | | |
|---|---|---|
| Diopsid | $Ca Mg [Si_2 O_6]$ | (Di) |
| Jadeit | $Na Al [Si_2 O_6]$ | (Jd) |
| Egirin (*Acmit*) | $NaFe^{3+}[Si_2 O_6]$ | (Aeg) |
| Hedenbergit | $Ca Fe [Si_2 O_6]$ | (Hd) |
| Cosmoclor (*Ureyit*) | $Na Cr [Si_2 O_6]$ | |
| Ca-Tschermak px | $Ca Al [SiAlO_6]$ | (CaTs) |
| Ca-Eskola px | $Ca_{0.5}Al[Si_2 O_6]$ | (CaEs) |

**GRANAT – soluție solidă cu:**

| | | |
|---|---|---|
| Pirop | $Mg_3 Al_2 [SiO_4]_3$ | (Prp) |
| Almandin | $Fe_3 Al_2 [SiO_4]_3$ | (Alm) |
| Spessartin | $Mn_3 Al_2 [SiO_4]_3$ | (Sps) |
| Uvarovit | $Ca_3 Cr_2 [SiO_4]_3$ | (Uvr) |
| Grossular | $Ca_3 Al_2 [SiO_4]_3$ | (Grs) |
| Andradit | $Ca_3 Fe_2 [SiO_4]_3$ | (Adr) |

Corpuri de eclogite au fost întâlnite în numeroase regiuni ale lumii (ex.: în Norvegia, la vest de Trondheim; în România, în Munții Leaota etc). Unele eclogite conțin Px rombic și pentru acestea cantitatea de $Al_2O_3$ dizolvată în Px rombic poate fi utilizată ca indicator de presiune.

S-a demonstrat că, cel mai probabil, eclogitele se formează la P > 12 Kbari.

# 22. METAMORFISMUL DE GRAD FOARTE RIDICAT (METAMORFISMUL DE PRESIUNE ULTRAÎNALTĂ)

Metamorfismul de presiune ultraînaltă a fost definit în 1995 de către *Coleman şi Wang* şi reprezintă un tip de metamorfism care apare la presiuni foarte ridicate în faciesul eclogitic. Mineralele caracteristice sunt *coesitul* şi *diamantul*. Este tipic pentru centurile orogenice colizionale.

În 1984, *Chopin* a descoperit pentru prima dată coesit în roci din crusta continentală în regiunea Dora Maira din Alpii Italieni.

În 1990, *Sobolev şi Shatsky* au pus în evidenţă incluziuni de diamante în granaţii unor roci metamorfice din Kazahstan.

În 1997, *Green et al.* au identificat incluziuni de ilmenit în olivina rocilor din Alpii Centrali (aceasta înseamnă că rocile au atins adâncimi de peste 300 km).

## DISTRIBUŢIA MONDIALĂ A METAMORFISMULUI DE PRESIUNE ULTRAÎNALTĂ

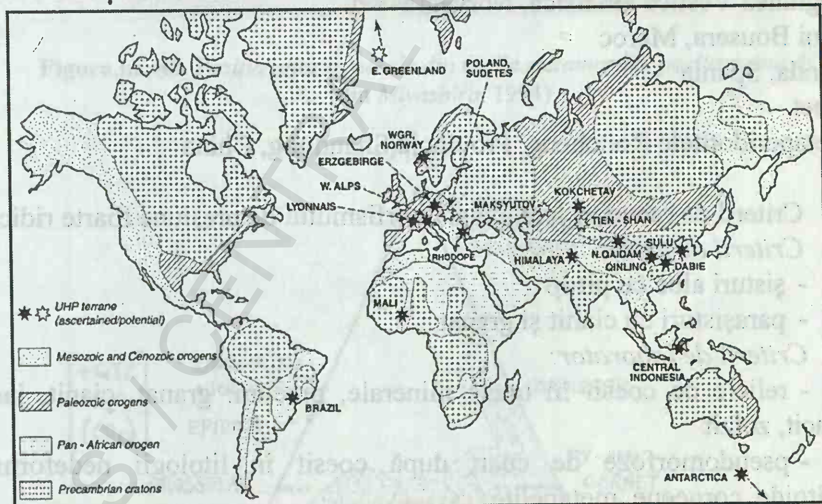



**Figura nr. 47.** *Distribuţia mondială a metamorfismului de presiune ultraînaltă (UHPM) – Chopin (2003)*

**A – Coesit ± microdiamante**
- Alpii Vestici Italieni
  Unitatea Brossasco-Isasca din Masivul Peninic Dora-Maira
  Lago di Cignana. Valtournenche, Domeniul Intern din Piemont
- Regiunea Vestică Gnaisică, Norvegia Caledonică
- Masivul Kokchetav, NW Kazahstan
- Orogenul Qinling-Dabie-Su Lu, China central-estică
- Partea nordică a statului Mali, Africa
- Masivul Central Francez

**B – Pseudomorfoze de cuarţ după coesit**
- Masivul Boem
- Complexul Maksyutov, partea sudică a Munţilor Urali
- Formaţiunea Makbal, Vestul Riftului Kirghiz, Asia centrală
- Munţii Leaota, România (*Săbău*, 2000)

**C – Roci Metaultramafice (P > 50 kbari)**
- Alpe Arami, Alpii Centrali
- Masivul Boem
- Regiunea Vestică Gnaisică, Norvegia
- Beni Bousera, Maroc
- Ronda, Spania
- Tibet
- Metaperidotitele Roncheng, Provincia Shandong, China

Criterii de recunoaştere a metamorfismului de presiune foarte ridicată:
*Criterii de teren:*
- şisturi albe cu pirop
- paraşisturi cu cianit şi granat

*Criterii de laborator:*
- relicte de coesit în unele minerale, precum: granat, cianit, jadeit, omfacit, zoizit
- pseudomorfoze de cuarţ după coesit în litologii nedeformate: granitoide, corneene, metapelite
- jadeit + cianit în metapelite
- granat coronitic în jurul biotitului (în roci nedeformate)
- granat „saussuritic“ în pseudomorfoze după plagioclaz
- cianit (disten) în eclogite

Aceste criterii sunt tipice pentru Unitatea Brossasco – Isasca din Alpii Italieni, dar în Masivul Kokchetav din Kazahstan, metamorfismul de presiune ultraînaltă este caracterizat de prezenţa următoarelor minerale: microdiamant, coesit, aragonit, piroxen monoclinic cu conţinut ridicat de $K_2O$ (1.5 %), titanit, zircon, granat zonat, fengit, flogopit, Ti-clinohumit şi rutil.

Pentru reprezentarea grafică a metabazitelor se folosesc diagramele ACF.

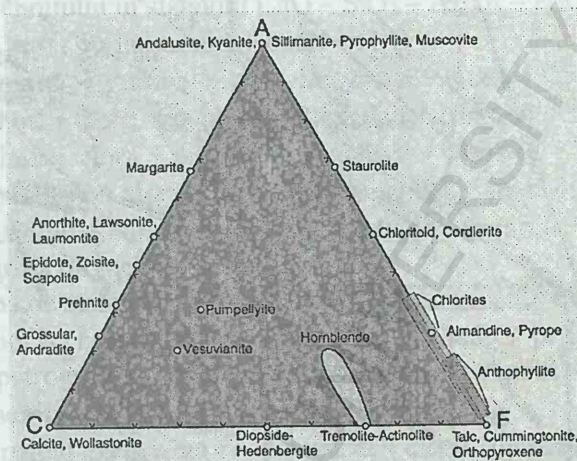



**Figura nr. 48.** *Poziţia unor minerale din rocile metamorfice pe diagrama ACF* (din *Miyashiro*, 1994)

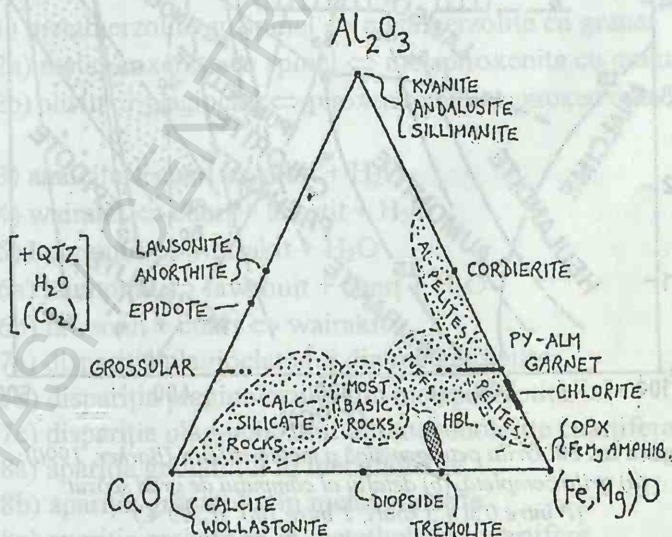



**Figura nr. 49.** *Poziţia metabazitelor pe diagrama ACF (Brodie, 1998)*

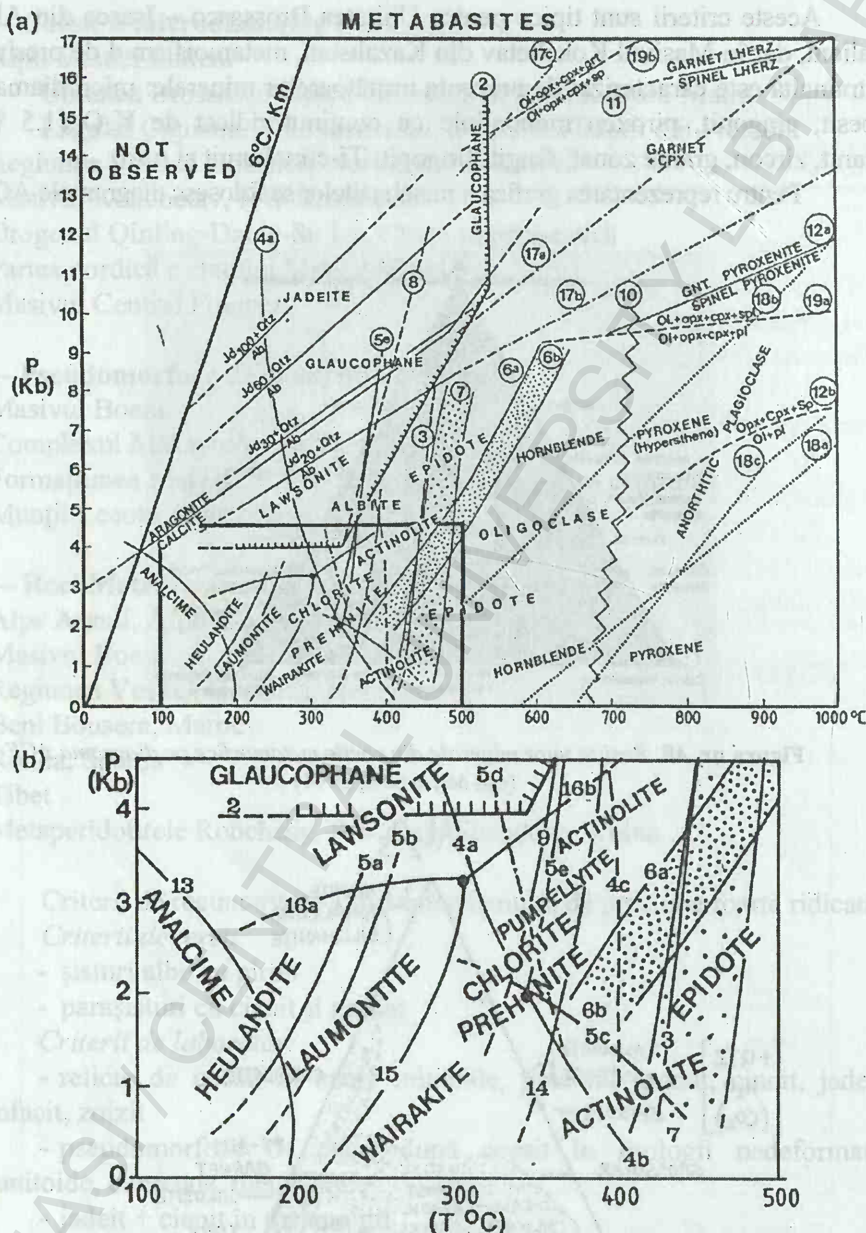



**Figura nr. 50.** *Grila petrogenetică a metabazitelor (Barker, 1990): (a) grila completă, (b) detaliu al câmpului de grad scăzut (P între 0 şi 4,5 kbari, T între 100° şi 500° C)*

(1) transformarea aragonit ⇔ calcit
(2) câmpul de stabilitate maximă al glaucofanului natural
(3) stilpnomelan + muscovit ⇔ biotit + muscovit
(4a) prehnit + clorit ⇔ pumpellyit + actinot + cuarț
(4b) prehnit + clorit ⇔ pumpellyit + actinot + clinozoizit
(4c) prehnit ⇔ zoizit + grossular + cuarț + $H_2O$ (limita maximă de stabilitate a prehnitului în sistemul $CaO - SiO_2 - Al_2O_3 - H_2O$)
(5a) heulandit ⇔ laumontit + cuarț + $H_2O$
(5b) laumontit + pumpellyit ⇔ clinozoizit + cuarț + $H_2O$
(5c) prehnit + clorit + cuarț ⇔ clinozoizit + tremolit + $H_2O$
(5d) prehnit + clorit + cuarț ⇔ pumpellyit + tremolit + $H_2O$
(5e) pumpellyit + clorit + cuarț ⇔ clinozoizit + tremolit + $H_2O$
(5f) glaucofan + clinozoizit + cuarț + $H_2O$ ⇔ tremolit + clorit + albit
(6a) apariția oligoclazului în sistem
(6b) zona de stabilitate a 2 plagioclazi de compoziție diferită
(7) actinot ⇔ hornblendă (zonă de tranziție dedusă pe baza observațiilor petrografice, geotermometrice și geobarometrice)
(8) lawsonit ⇔ zoizit + margarit + cuarț + $H_2O$
(9) pumpellyit magnezian ⇔ clinozoizit + clorit + grossular + cuarț + $H_2O$
(10) apariția hiperstenului în sistem (corespunde adesea cu dispariția hornblendei)
(11) metalherzolite cu spinel ⇔ metalherzolite cu granat
(12a) metapiroxenite cu spinel ⇔ metapiroxenite cu granat
(12b) olivină + plagioclaz ⇔ piroxen rombic + piroxen monoclinic + spinel
(13) analcim + cuarț ⇔ albit + $H_2O$
(14) wairakit ⇔ cuarț + anortit + $H_2O$
(15) laumontit ⇔ wairakit + $H_2O$
(16a) laumontit ⇔ lawsonit + cuarț + $H_2O$
(16b) lawsonit + cuarț ⇔ wairakit
(17a) dispariția plagioclazului din metatholeiite
(17b) dispariția plagioclazului din metaperidotite
(17c) dispariția plagioclazului din metatholeiite cuarțifere
(18a) apariția granatului în metatholeiite
(18b) apariția granatului în metaperidotite
(18c) apariția granatului în metatholeiite cuarțifere

(19a) olivină + plagioclaz + piroxen rombic + piroxen moniclinic ⇔ plagioclaz + piroxen monoclinic + piroxen rombic + spinel (în metaperidotite)

(19b) olivină + spinel + piroxen rombic + piroxen moniclinic ⇔ olivină + piroxen monoclinic + piroxen rombic + granat (în metaperidotite)

După *Miyashiro* (1994), metabazitele au raportul A/NKC < 1, unde A = $Al_2O_3$ (exprimat ca raportul dintre valoarea în procente de greutate obţinută din analiza chimică şi masa moleculară), N = $Na_2O$, K = $K_2O$ şi C = CaO (N, K şi C se calculează precum parametrul A). În opinia autorului, în acest caz, se poate reprezenta compoziţia chimică a rocii pe diagrama ACF (Figura nr. 49), unde parametrii A, C şi F sunt cei propuşi de *Eskola* în 1915: A = $Al_2O_3$ + $Fe_2O_3$ – ($Na_2O$ + $K_2O$), C = CaO, iar F = FeO + MgO + MnO.

# 23. GEOTERMOMETRIA ŞI GEOBAROMETRIA ROCILOR METAMORFICE

Când schema faciesurilor metamorfice a fost, pentru început, dezvoltată, geologii aveau o mică idee despre valorile absolute ale presiunii şi temperaturii pe care le puteau atinge rocile supuse metamorfismului. Odată cu dezvoltarea tehnicilor instrumentale pentru studiul echilibrelor de fază mineralogice la temperaturi şi presiuni înalte în anii 1950 şi 1960, au fost definite şi condiţiile de formare ale multor ansambluri mineralogice naturale. În prezent, avem o imagine rezonabilă a valorilor de presiune şi temperatură necesare pentru formarea marii majorităţi a rocilor. Indicatorii mineralogici pentru P şi T din timpul metamorfismului sunt cunoscuţi ca geobarometri şi geotermometri.

Există mai multe căi de aflare a condiţiilor P-T de formare a unui ansamblu mineralogic odată ce s-a stabilit că acel ansamblu s-a format la echilibru. Cele mai utilizate metode se bazează pe reacţiile metamorfice, care pot fi univariante, continue sau cu schimb de cationi. În mod evident, cele mai folosite reacţii pentru stabilirea presiunii sunt acelea care au loc la aproximativ aceeaşi presiune pe un interval larg de temperatură, iar cele mai uzitate reacţii pentru stabilirea temperaturii metamorfismului sunt acelea care au loc la aproximativ aceeaşi temperatură pe un interval larg de presiune.

## Geotermometria în sistemele minerale

Ştiinţa care se ocupă cu măsurarea temperaturii la care s-au format, pe cale naturală, mineralele formatoare de roci şi minereuri, şi cu interpretarea geologică a rezultatelor se numeşte *geotermometrie*.

În geotermometria clasică, este extrem de importantă determinarea compoziţiei chimice a mineralelor, iar cele utilizate în acest scop sunt numite geotermometre.

Temperatura exercită o mare influenţă asupra cristalizarii mineralelor din soluţii.

Mineralele cu un conţinut bogat în apă sunt stabile la T mai joase, în timp ce acele anhidre sau cu un conţinut mic în apă sunt stabile la T mai ridicate.

Apariția sau dispariția unui mineral sau a unei parageneze de minerale la o anumita T este rezultatul unor transformări însoțite de unele reacții între diferiți componenți ai mineralelor.

## Geobarometria în sistemele minerale

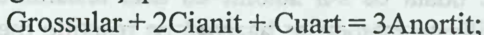
Geobarometria este știința care se ocupă cu măsurarea presiunii la care s-au format, pe cale naturală, mineralele formatoare de roci și minereuri și cu interpretarea geologică a rezultatelor.

Un geobarometru este un echilibru chimic scris între minerale, care este sensibil la modificările de presiune, din cauza diferențelor mari de volum dintre reactanți și produsele lor de reacție.

Cele mai bune geobarometre au o pantă redusă a dP/dT pe o diagramă P-T și pot fi calibrate prin experimente precise a echilibrului fazei sau pe date termochimice credibile.

Ansamblurile minerale alese trebuie să se găsească în tipuri comune de roci pe un larg interval de temperatură și presiune.

Multe barometre de succes depind de contrastul dintre volumul molar mare al feldspatului (anortit sau albit) și a unui membru final al unei faze dense, precum granatul și piroxenul:


Grossular + 2Cianit + Cuart = 3Anortit;


Jadeit + Cuart = Albit.

Aceste echilibre chimice între minerale se folosesc ca geobarometre. În rocile în care feldspatul nu apare, așa cum este cazul în eclogite, se folosesc echilibrele chimice între alte minerale.

Geobarometrele au fost concepute și în funcție de variația compoziției chimice a unui mineral cu presiunea.

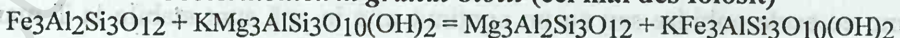
## Geotermometre bazate pe reacții de schimb ionic

Reacțiile de schimb implică rocada dintre doi atomi similari între diferite poziții :

- dintr-un mineral (schimb intracristalin);
- sau între două minerale (schimb intercristalin).

Atomii pot fi elemente cu sarcini și raze ionice identice sau un izotop stabil.

***Geotermometrul granat-biotit* (cel mai des folosit)**


$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$

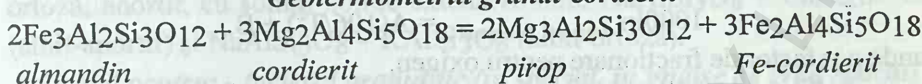
*almandin* *flogopit* *pirop* *annit*

***Observații:***

Abundența Mg în metamorfite este direct proporțională cu T (*Frost*, 1962; *Perchuk*, 1968)

Domeniul de aplicabilitate: **faciesul amfibolitic**

***Geotermometrul granat-cordierit***



$$2Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3Mg_2Al_4Si_5O_{18} = 2Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3Fe_2Al_4Si_5O_{18}$$

*almandin* *cordierit* *pirop* *Fe-cordierit*

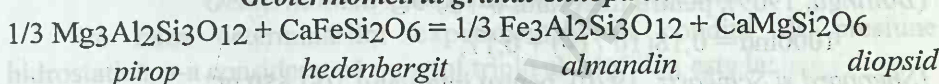
*Expresia termodinamică:*

$T°C = [2725 + 15{,}5P(kbar)]/(\ln K_D + 0{,}896) - 273,$

*unde* $K_D$ (coeficient de distribuție) = $(Fe/Mg)Grt/(Fe/Mg)Crd$

Domeniul de aplicabilitate: ***faciesul granulitic***

***Geotermometrul granat-clinopiroxen***



$$1/3\ Mg_3Al_2Si_3O_{12} + CaFeSi_2O_6 = 1/3\ Fe_3Al_2Si_3O_{12} + CaMgSi_2O_6$$

*pirop* *hedenbergit* *almandin* *diopsid*

*Expresia termodinamică a reacției este:*

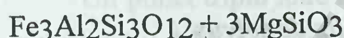
$T(°C) = [3030 + 10{,}86P(kbar) + 3104X_{Ca}Grt]/(\ln K_D + 1{,}9034) - 273,$

unde $K_D$ (coeficient de distribuție) = $(Fe^{2+}/Mg)Grt/(Fe^{2+}/Mg)Cpx$

*Aplicabil pentru:*

- ***faciesul granulitic,***
- ***faciesul eclogitic*** de temperatură ridicată.

***Geotermometrul granat-ortopiroxen*** $Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3FeSiO_3 =$



$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3MgSiO_3$

*pirop* *ferosilit* *almandin* *enstatit*

*Ecuația termodinamică:*

$T(°C) = [1882 + 705X_{Ca} + 11{,}50P(kbar)]/(\ln K_D + 0{,}986) - 273$

unde $K_D = (Fe/Mg)Grt/(Fe/Mg)Opx$

$X_{Ca} = Ca/(Fe+Mn+Mg+Ca)$ în granat.

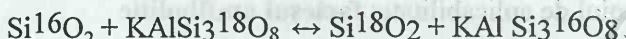
Aplicabil pentru: ***faciesul granulitic*** și ***eclogitic***.

***Geotermometrul izotopic*** Geotermometrul izotopic se bazează pe dependența de temperatură a echilibrului izotopilor stabili ușori (tipic pentru C, O, S) între două faze coexistente.

Schimburile izotopice nu sunt caracterizate de o modificare de volum, ceea ce înseamnă că sunt independente de presiune.

### *Geotermometrul izotopilor de oxigen*

Geotermometru bazat pe schimbul de izotopi $^{16}O$-$^{18}O$ din perechea cuarț-feldspat:



$$Si^{16}O_2 + KAlSi_3{}^{18}O_8 \leftrightarrow Si^{18}O_2 + KAl\,Si_3{}^{16}O_8$$

$$\alpha_{A\text{-}B} = (^{18}O/^{16}O)_A\,(^{18}O/^{16}O)_B^{-1},$$

$$1000\ln \alpha_{mineral\,1\text{-}mineral\,2} = A(106/T^2) + B,$$

unde $\alpha$ = factor de fracționare pentru oxigen,

A, B = constante determinate experimental (*Clayton și Kieffer*, 1991).

Aplicabil pentru toate domeniile metamorfice, mai puțin cele de intensitate mare.

### *Geotermometrul izotopilor de carbon*

$$1000\ln\alpha = -2{,}988(10^6/T^2) + 7{,}6663(10^3/T) - 2{,}4612$$

(*Bottinga*, 1969), pentru intervalul 0-700 °C

$$1000\ln\alpha = 0{,}18(10^6/T^2) + 0{,}17,$$

(*Sheppard și Schwartz*, 1970), pentru intervalul 100-650 °C

$$\Delta_{calcit\text{-}grafit} = 0{,}00748T(^oC) + 8{,}68$$

(*Valley și O'Neil*, 1981), valabile în intervalul 610-760 °C

$$\Delta_{calcit\text{-}grafit} = 5{,}6(106/T2) - 2{,}4$$

(*Wada și Suzuky*, 1983), pentru intervalul 400-680 °C

$$\Delta_{dolomit\text{-}grafit} = 5{,}9(106/T2) - 1{,}9$$

(Wada și Suzuky, 1983), pentru intervalul 400-680 °C

### *Geotermometre bazate pe reacțiile de solvus*

Mineralele cu structură similară formează soluții solide la temperaturi înalte și nu sunt miscibile la temperaturi scăzute.

În domeniile subsolvus, micile schimbări din compoziția mineralelor corespund unor diferențe moderate ale temperaturii.

### *Geotermometrul ortopiroxen-clinopiroxen*

Geotermometrul cu doi piroxeni este bazat pe distribuția Ca și Mg între clinopiroxenul și ortopiroxenul coexistenți (solvusul enstatit-diopsid).

*Ecuația termodinamică:*

$T(°C) = 7341/(\ln K + 3{,}355 + 2{,}44X_{Fe}) - 273$, (*Wells*, 1977)

unde $X_{Fe}$= Fe/(Fe+Mg) în ortopiroxen,

K (constanta de echilibru) = a(en,Opx)/a(di,Cpx),

a = activitatea mineralului

***Aplicabil: - faciesul granulitic***

*Geotermometrul calcit-dolomit*

***Aplicabil - în metamorfismul regional, faciesul şisturilor verzi,***
***- în metamorfismul de contact, unde timpul de răcire a fost redus.***

*Geotermometrul plagioclaz-feldspat alcalin (bifeldspatic)*

Cei mai mulţi feldspaţi sunt bine reprezentaţi de trei componenţi albit, ortoză, anortit, cu soluţii solide extensive între $NaAlSi_3O_8$ – $CaAl_2Si_2O_8$ (albit-anortit) şi $NaAlSi_3O_8$ – $KAlSi_3O_8$ (albit-ortoză).

***Aplicabil pentru: - faciesul granulitic (în special, în gnaise de grad ridicat)***

*Geotermometrul muscovit-paragonit*

**Aplicabil pentru**: rocile de presiune ridicată şi/sau temperatură scăzută, în care muscovitul are <3.05 atomi Si pe unitatea de formulă

*Geotermometrul andaluzit-cianit-sillimanit*

Pe baza determinărilor experimentale în condiţii de presiune hidrostatică, s-a considerat că punctul triplu al $Al_2SiO_3$ este la:

***- 500 °C şi 3,8 kbar (Holdaway, 1971),***
***- 504 ± 20 °C şi 3,75 ± 0,25 kbar***
*(Holdaway and Mukhopadhyay, 1993).*

***Determinările experimentale şi de teren*** arată că *$Fe^{3+}$ şi $Mn^{3+}$ au un efect asupra relaţiilor de stabilitate a polimorfilor $Al_2SiO_5$* între 564-796 °C (±25 °C) şi 5-10 kbar.

Un punct triplu unic al *$Al_2SiO_5$* există doar pe grilele petrogenetice la aproximativ 4 kbar şi 500 °C, dar depinzând de gradul de „fibrolitizare" al sillimanitului şi de variaţia conţinutului de metal a silicaţilor de aluminiu.*Aplicabil doar pentru metapelite.*

*Geobarometrul calcit-aragonit*

Aplicarea reacţiei de echilibru calcit-aragonit pentru rocile metamorfice este complicată de anumiţi factori dintre care amintim:

Aragonitul este o fază larg distribuită în unele roci formate în condiţii de presiune ridicată ale metamorfismului de tip Franciscan din California, dar nu este comună în alte terenuri cu şisturi albastre. Această observaţie este datorată ratelor ridicate de reacţie, ceea ce înseamnă că pe parcursul „exhumării" rocilor cu aragonit, acestea trebuie să intre în câmpul de stabilitate al calcitului între 125 şi 175 °C (*Bucher şi Frey*, 2002).

Creşterea metastabilă a aragonitului în formaţiunile Franciscane şi conversia spre calcit este un fenomen bine cunoscut şi se pune problema

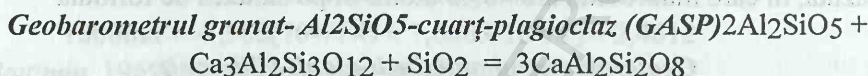
dacă aragonitul metamorfic se poate forma în afara câmpului său de stabilitate. S-a demonstrat că aragonitul se poate forma în locul calcitului la presiuni mult mai joase, dacă este precipitat din fluide cu alți ioni dizolvați.

Condițiile de stabilitate calcit-aragonit sunt influențate și de energia deformațională.

Poate fi aplicat pentru rocile de presiune ridicată unde aragonitul este asociat cu jadeit.

***Geobarometrul cuarț-coesit*** Prezența coesitului indică medii de formare a rocilor metamorfice în condiții barice foarte accentuate (25-30 kbar, în condiții statice, la adâncimi de peste 75 km).

***Geobarometrul granat- Al2SiO5-cuarț-plagioclaz (GASP)***



$$2Al_2SiO_5 + Ca_3Al_2Si_3O_{12} + SiO_2 = 3CaAl_2Si_2O_8$$

*cianit grossular cuarț anortit*

Ecuația termodinamică a reacției:

$0 = -48{,}357 + 150{,}66T(K) + (P-1)(-6{,}608) + RTlnK$,

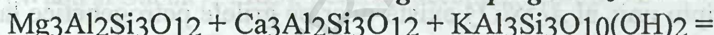
unde R = constanta universală a gazelor, K = constanta de echilibru.

***Domeniul de aplicare:***

***- faciesul amfibolitic,***

***- faciesul granulitic.***

***Geotermobarometrul granat-plagioclaz-muscovit-biotit***



$Mg_3Al_2Si_3O_{12} + Ca_3Al_2Si_3O_{12} + KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 =$

*pirop grossular muscovit*



$3\ CaAl_2Si_2O_8 + KMg_3Si_3AlO_{10}(OH)_2$

*anortit flogopit*

$\Delta G = 0 = 1482 - 4067T + 1{,}738(P-1)$, unde $\Delta C_P = 0$, $\Delta V_{solide}$ = constant.



$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + Ca_3Al_2Si_3O_{12} + KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 = 3\ CaAl_2Si_2O_8 +$

*almandin grossular muscovit anortit*



$KFe_3Si_3AlO_{10}(OH)_2$

*annit*

$\Delta G = 0 = 28849 - 37{,}23T(K) + 1{,}802[P(bar)-1]$, unde G = energia liberă Gibbs, $C_P$ = capacitatea calorică la P constant.



$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3Si_3AlO_{10}(OH)_2 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} +$

*almandin flogopit pirop*

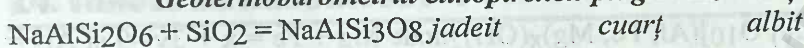


$KFe_3Si_3AlO_{10}(OH)_2$

*annit*

Aplicabil pentru rocile din *faciesul amfibolitic* şi *faciesul granulitic* însă nerecomandat de Bucher şi Frey, 1994.

***Geotermobarometrul clinopiroxen-plagioclaz-cuarţ***



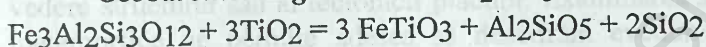
$NaAlSi_2O_6 + SiO_2 = NaAlSi_3O_8$ *jadeit* *cuarţ* *albit*

***Aplicabilitate pentru:***

***- faciesul şisturilor albastre,***

***- ± partea inferioară a faciesului eclogitic.***

***Geobarometrul granat-rutil-$Al_2SiO_5$-ilmenit-cuarţ (GRAIL)***



$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3TiO_2 = 3\ FeTiO_3 + Al_2SiO_5 + 2SiO_2$

*almandin* *rutil* *ilmenit* *cuarţ*

***Aplicabil pentru metapelitele din:***

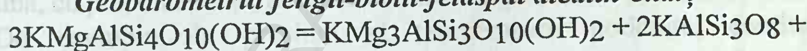
- ***faciesul amfibolitic,***
- ***faciesul granulitic.***

***Geobarometrul sfalerit-pirotină-pirită***

Metodă bazată pe conţinutul de Fe din sfalerit aflat în echilibru cu pirita şi pirotina hexagonală.

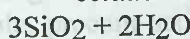
Aplicabil pentru temperaturi între 300 şi 750 °C.

***Geobarometrul fengit-biotit-feldspat alcalin-cuarţ***



$3KMgAlSi_4O_{10}(OH)_2 = KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 2KAlSi_3O_8 +$

*celadonit* *flogopit* *ortoză*



$3SiO_2 + 2H_2O$

*cuarţ*

*(Massonne şi Schreyer, 1987)*

Aplicabil pentru rocile de grad inferior şi mediu. S-au obţinut rezultate foarte bune şi pentru metagranitele din faciesul eclogitic.

***Geobarometrul $Si^{4+}$ din Fengit***

În rocile metamorfice metapelitice cu biotit, feldspat potasic şi cuarţ, mica albă nu are, în general, compoziţia muscovitului $K[Si_3AlO_{10}]Al_2(OH)_2$. Ea corespunde, în marea majoritate a cazurilor, unei soluţii solide de muscovit-celadonit $K[Si_4O_{10}]Al(Mg, Fe)(OH)_2$. În realitate, această soluţie solidă nu este completă şi compoziţia naturală a micei albe potasice evoluează între polul muscovit şi polul fengit. Această evoluţie este caracterizată de o substituţie a Al de către Si în poziţiile

tetraedrice şi a Al de către Fe şi Mg în poziţiile octaedrice, astfel încât echilibrul electrostatic să fie menţinut. Formula generală a acestor mice albe este următoarea:

$K[Si_3Al_{(4-y)}O_{10}](Al, Fe, Mg)_x(OH)_2$ unde Mg + Fe = x + 3y –9 şi $Al^6$ = 9-x-2y

şi 3<y<4 În funcţie de ocuparea poziţiilor tetraedrice de către Si, compoziţia micei albe potasice în echilibru cu feldspat potasic, biotit şi cuarţ pentru $pH_2O = P_{totală}$, constituie un excelent geobarometru.

# 24. TRASEE METAMORFICE P-T-t

## Tectonica plăcilor, Metamorfismul şi Timpul

Anumite faciesuri metamorfice indică medii particulare din punct de vedere structural sau al tectonicii plăcilor. Examinarea structurală a rocilor metamorfice ne permite adesea să descifrăm evenimentele metamorfice desfăşurate în trecutul geologic şi să interpretăm istoria tectonică a unei roci. Acestea pot fi reprezentate luând în calcul cei mai importanţi factori care influenţează formarea rocilor metamorfice: presiunea – P, temperatura – T şi timpul – t. **Reprezentarea grafică a istoriei metamorfice a unei roci este numită traseu (curbă) P-T-t.**

Metamorfismul nu este un eveniment singular, ci, mai degrabă, el reprezintă un efect cumulat al tuturor schimbărilor continue care au apărut într-o rocă. Pentru a ajunge la starea prezentă, o rocă metamorfică urmează un traseu determinat de Presiune – Temperatură – timp (P-T-t). Atât traseul P-T-t urmat de o rocă, precum şi compoziţia chimică a materialului parental determină, cu preponderenţă, ansamblul mineralogic format prin metamorfism.

De exemplu, la presiuni şi temperaturi moderate, conţinutul mineralogic al unei roci parentale bazaltice reacţionează pentru a forma noi minerale, precum actinotul (mineral de culoare verde) dintr-un şist verde. Odată cu creşterea căldurii şi presiunii, feldspatul devine mai bogat în anortit şi mineralele feromagneziene (cele care conţin Fe şi Mg) reacţionează pentru a forma amfiboli, de unde şi numele de facies amfibolitic sau de amfibolite pentru rocile nou formate. Dacă temperatura şi căldura cresc în continuare se formează piroxenul rombic şi începe faciesul granulitic. La presiuni mai mari, roca parentală bazaltică trece prin faciesul şisturilor cu glaucofan (f. şisturilor albastre), formând minerale stabile la presiuni mari şi temperaturi scăzute, precum glaucofanul (mineral de culoare albastră) şi jadeitul. La presiuni foarte mari, se formează şi sunt stabile granatul şi piroxenul, minerale caracteristice faciesului eclogitic.

Rocile pelitice care au un conţinut ridicat de $Al_2O_3$ pot forma un set extins de structuri mineralogice, dar marea majoritate sunt alcătuite din cuarţ, muscovit şi alte trei sau patru minerale. Datorită complexităţii acestor structuri mineralogice, rocile pelitice sunt foarte importante în determinarea

traseelor (curbelor) P-T-t. Rocile parentale grezoase sunt alcătuite, preponderent, din cuarț care recristalizează în timpul metamorfismului. Principalele schimbări din cuarțite sunt deci structurale, mai degrabă, decât mineralogice. La fel se întâmplă și în cazul calcarelor când mineralele carbonatice recristalizează pentru a forma marmure.

Conceptul de *serii de faciesuri* sugerează că o porțiune de roci dinspre adâncime spre suprafața unui teren metamorfic ar trebui să urmeze un gradient de câmp metamorfic și ar putea traversa o secvență de faciesuri (secvențe spațiale).

• În cadrul metamorfismului progresiv, rocile trec printr-o serie de ansambluri mineralogice, pe măsură ce se echilibrează continuu odată cu creșterea gradului metamorfic (secvențe temporale).

• Putem să ne punem, spre exemplu, întrebarea dacă o rocă din partea superioară a faciesului amfibolitic trece prin aceeași secvență de ansambluri mineralogice care sunt întâlnite pe măsura aducerii spre suprafață a acelei roci prin faciesul șisturilor verzi etc.?

• Setul complet de condiții P-T pe care o rocă le poate întâlni pe timpul unui ciclu metamorfic de la îngropare către metamorfism (și orogeneză), exhumare (înălțare) și eroziune este numit *traseu presiune-temperatură-timp* sau *traseu P-T-t*.

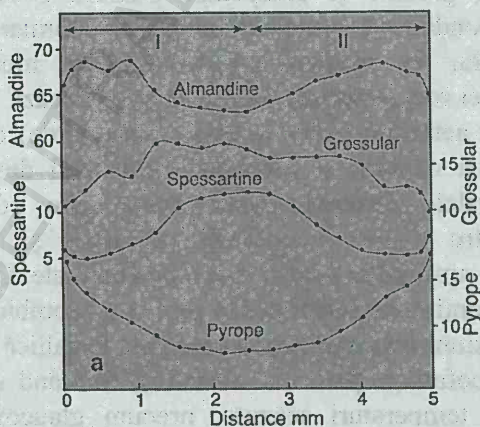



**Figura nr. 51.** *Zonarea profilelor chimice de-a lungul unui granat din Fereastra Tauern.* Din *Spear* (1989)

Traseele metamorfice P-T-t pot fi realizate prin:

1) Observarea amprentelor lăsate de fiecare ansamblu mineralogic:

- Mineralele relicte pot să indice o porțiune a traseului prograd sau retrograd (sau amândouă) în funcție de momentul când au fost create,

2) Aplicarea geotermometrelor și geobarometrelor la compozițiile dintre nucleul și marginile mineralelor zonate chimic pentru a obține informații privind schimbările condițiilor P-T înregistrate de o rocă, în timpul creșterii mineralelor.

Chiar și în cele mai bune circumstanțe (1), amprentele mineralogice și (2) geotermobarometrele pot, de obicei, să caracterizeze doar o mică porțiune a unui întreg traseu P-T-t.

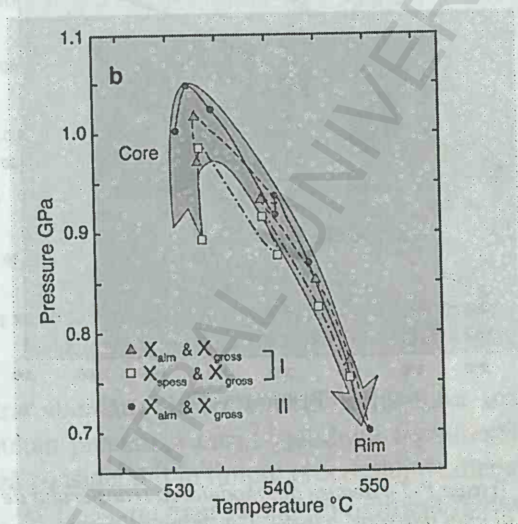



**Figura nr. 52.** *Diagramă convențională P-T (sensul de creștere a presiunii este îndreptat în sus) ce prezintă 3 trasee P-T-t de tip „orar" obținute din interpretarea profilurilor din figura precedentă.* Din *Spear* (1989)

3) Din acest motiv, se folosește modelarea transferurilor de căldură.

• Punctul de vedere clasic: metamorfismul regional este rezultatul unei îngropări profunde sau al intruderii unei magme fierbinți.

• Metamorfismul și Tectonica Plăcilor: metamorfismul regional este rezultatul unei îngroșări crustale și al adăugării de căldură în timpul orogenezei rezultate la limitele dintre plăcile convergente.

• Modelarea transferului de căldură a fost pusă la punct pentru diverse regimuri, incluzând îngropare, șariaj progresiv, dublare crustală prin coliziune continentală, precum și efectele anatexiei crustale și migrației magmelor.

– Un transfer de căldură mai ridicat decât cel normal este necesar pentru seria de faciesuri cianit – silimanit (faciesul șisturilor verzi – faciesul amfibolitic),

– Exhumarea și eroziunea au un efect fundamental asupra geotermei și trebuie avute în vedere în orice model de metamorfism.

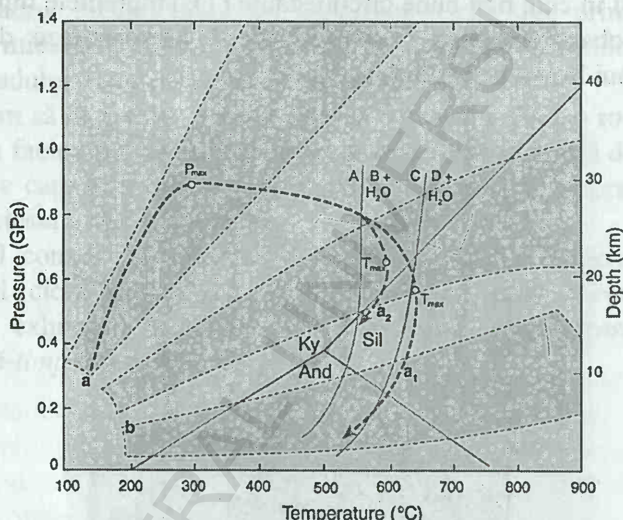



**Figura nr. 53.** *Trasee P-T-t deduse din modelarea transferului de căldură al unei îngroșări custale.* Din *Winter* (2001)

• Cele mai multe exemple de îngroșări crustale au același aspect meandrat indiferent dacă modelul presupune îngroșare omogenă sau încălecarea unor mase largi de roci, transfer conductiv de căldură sau ridicare magmatică adițională.

• Trasee, precum (a) din figura de mai sus sunt numite în literatură trasee P-T-t „orare" și sunt considerate curbe standard pentru metamorfismul regional.

• Există o bună concordanță între tehnicile modelării (spre înainte) și geotermobarometriei (spre înapoi) referitoare la traseele (curbele) P-T-t.

• Forma generală a unui traseu P-T-t, precum (a) din figura de mai sus caracterizează probabil traseul tipic al unei roci în timpul orogenezei şi metamorfismului.

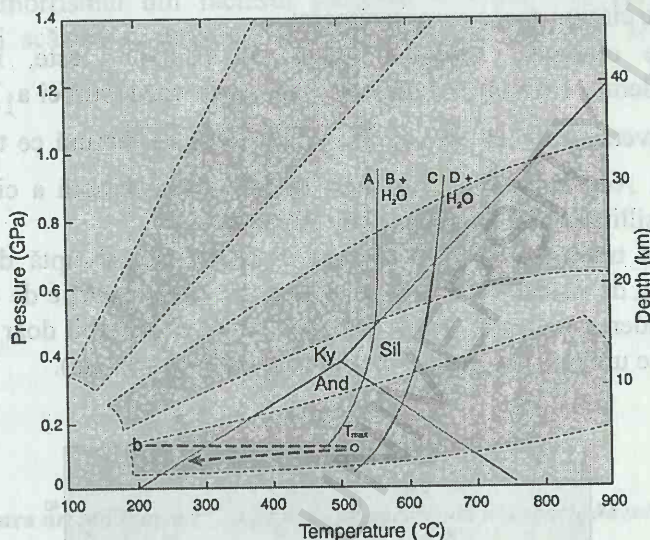



**Figura nr. 54.** *Trasee P-T-t bazate pe modelarea transferului de căldură în cazul unui magmatism superficial.* Din *Winter* (2001)

**1.** Contrar abordării clasice a metamorfismului, temperatura şi presiunea nu cresc simultan precum e cazul „gradului metamorfic". Magnitudinile lor relative variază considerabil în timpul procesului de metamorfism.

**2.** $P_{max}$ şi $T_{max}$ nu apar la acelaşi moment metamorfic.

– În cazul unui traseu P-T-t orar, $P_{max}$ apare mult mai devreme decât $T_{max}$;

– $T_{max}$ ar trebui să reprezinte gradul maxim la care este „îngheţat" echilibrul chimic şi la care se dezvoltă ansamblul mineralogic metamorfic; aceasta se întâmplă la o presiune mult sub valoarea $P_{max}$, fapt nesigur deoarece un geobarometru mineralogic ar trebui să indice presiunea de la $T_{max}$;

– „Gradul metamorfic" ar trebui să se refere la temperatura şi presiunea de la $T_{max}$, deoarece gradul este determinat făcând referire la ansamblul mineralogic de la echilibru.

**3.** Unele variaţii de pe porţiunea de ridicare (răcire) a traseului orar (a) indică unele circumstanţe surprinzătoare:

– Spre exemplu, tranziţia cianit → sillimanit este, în general, considerată o tranziţie progradă (precum în cazul curbei $a_1$), dar curba $a_2$ traversează tranziţia cianit → sillimanit pe măsură ce temperatura scade. Aceasta poate duce doar la înlocuirea minoră a cianitului de către sillimanit în timpul retromorfismului.

– Dacă traseul (curba) P-T-t are o pantă mai abruptă decât cea a reacţiei de dehidratare este posibil ca să apară o reacţie de dehidratare cu scăderea temperaturii (acest fapt este însă probabil doar la presiuni scăzute unde panta reacţiei de dehidratare este scăzută).

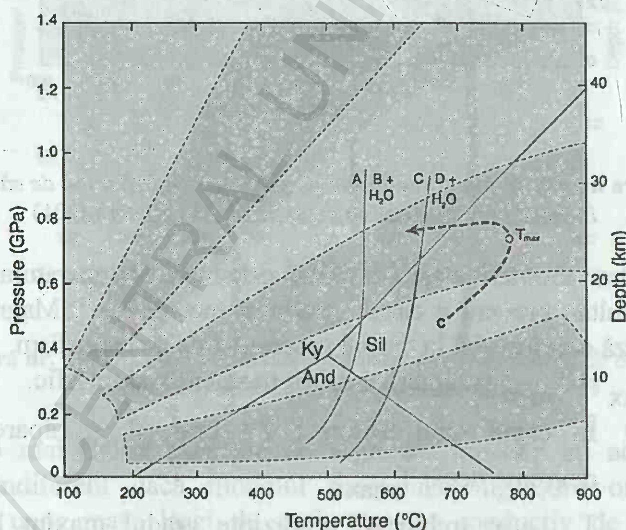



**Figura nr. 55.** *Trasee P-T-t bazate pe un model al transferului de căldură pentru unele cazuri de metamorfism în faciesul granulitic. Din Winter (2001)*

## CAZURI PARTICULARE DE TRASEE P-T-T

### Trasee P-T-t pentru metamorfismul din faciesul şisturilor albastre (zone de subducţie)

Metamorfismul din faciesul şisturilor albastre este caracterizat de temperaturi scăzute şi presiuni ridicate, fiind un indicator al zonelor de subducţie.

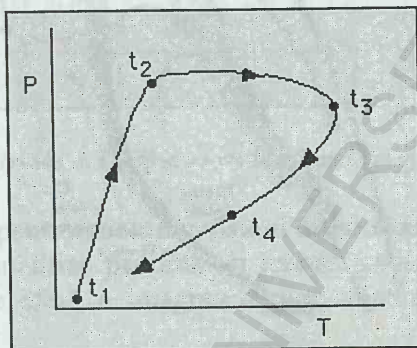



**Figura nr. 56.** *Trasee P-T-t pentru metamorfismul din zonele de subducţie*

Rocile crustale reci sunt împinse în jos la momentul $t_1$ de către placa subdusă rapid. Din acest motiv, ele sunt supuse la o creştere rapidă a presiunii, deşi temperatura nu creşte foarte mult. Acestea sunt condiţiile metamorfismului din faciesul şisturilor cu glaucofan (albastre datorită prezenţei acestui amfibol) la momentul $t_2$. Datorită tendinţei de ridicare a rocilor crustale cu densitate mai scăzută, odată cu împingerea lor în adâncime, acestea îşi stabilizează poziţia sau pot determina o eliberare de presiune dar temperatura rocilor creşte odată cu timpul de îngropare a acestora ($t_3$). Pe măsură ce rocile sunt aduse spre suprafaţă (exhumate), presiunile şi temperaturile scad în concordanţă cu gradientul geotermic şi poate să apară un metamorfism retrograd ($t_4$). Traseul P-T-t unei asemenea istorii tectonice delimitează o curbă cu sens orar pe o diagramă P-T-t.

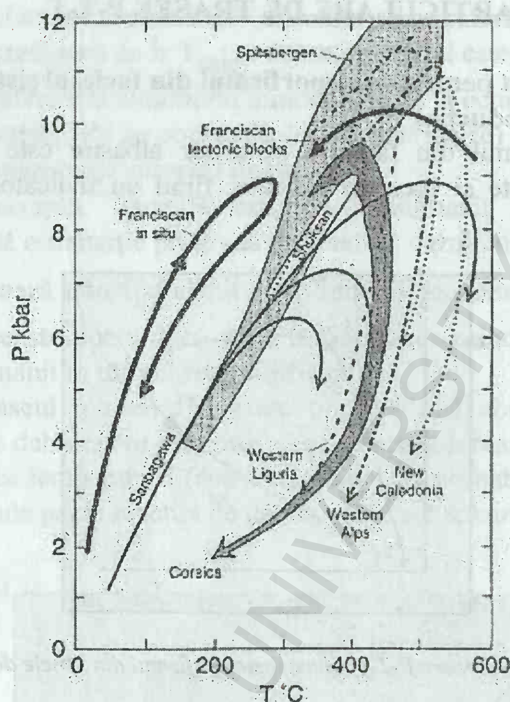



**Figura nr. 57.** *Diagrama P-T arătând traseele P-T pentru zonele de subducție (Alpii de Vest sunt caracterizați de o perioadă de decompresie aproximativ izotermă după momentul de vârf al metamorfismului – cauzată de o exhumare foarte rapidă în timp ce tipul Franciscan – Vestul SUA în California – este caracterizat de un traseu retrograd care este foarte asemănător celui prograd – în acest caz, exhumarea este relativ înceată).* Din Spear (1993)

### Trasee P-T-t pentru metamorfismul regional din zonele de coliziune

Pe partea arcului vulcanic a unei zone de subducție, magmele se formează prin topirea parțială a rocilor din placa subdusă, după care se ridică prin placa acoperitoare și încălzesc rocile crustale – ($t_1$ spre $t_2$). Volumul topiturii implicate duce la o încălzire la scară regională. Metamorfismul de contact ar putea să apară în apropierea oricărei intruziuni. Pe măsură ce continentele intră în coliziune și litosfera se îngroașă, presiunea crește pentru rocile din adâncime odată cu o creștere de temperatură, dar cu o rată mai mică ($t_3$). Mai târziu, exhumarea (înălțarea) și eroziunea aduc, progresiv, spre suprafață rocile din adâncime și se poate produce atunci și un metamorfism retrograd ($t_4$). Traseul P-T-t al unei asemenea istorii tectonice delimitează o curbă cu sens anti-orar pe diagrama P-T.

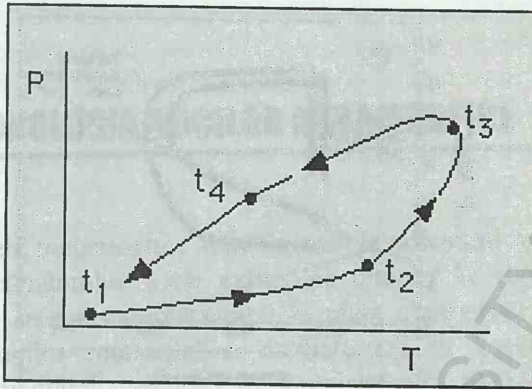



**Figura nr. 58.** *Trasee P-T-t pentru metamorfismul din zonele de coliziune*

## Trasee P-T-t pentru metamorfismul din faciesul granulitic

Terenurile granulitice prezintă un interes particular pentru petrologi deoarece granulitele oferă o imagine despre chimismul şi istoria crustei inferioare.

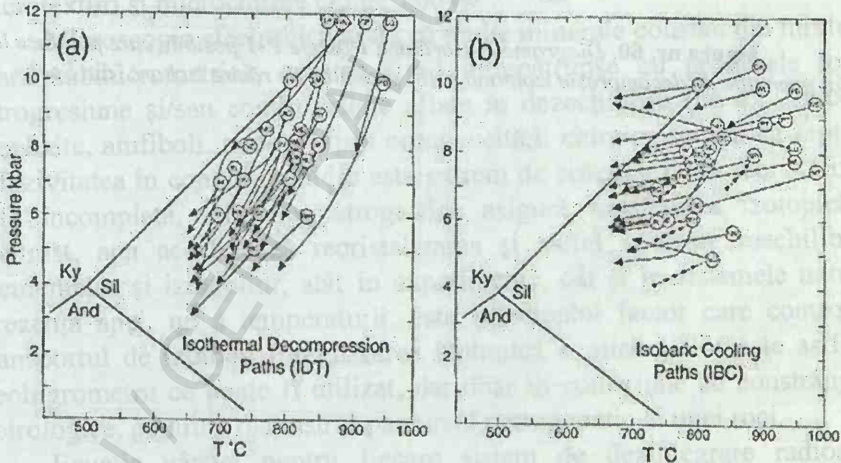



**Figura nr. 59.** *Trasee P-T tipice pentru granulite. (a) curbe de decompresie izotermă. (b) curbe de răcire izobară* (din *Spear*, 1993)

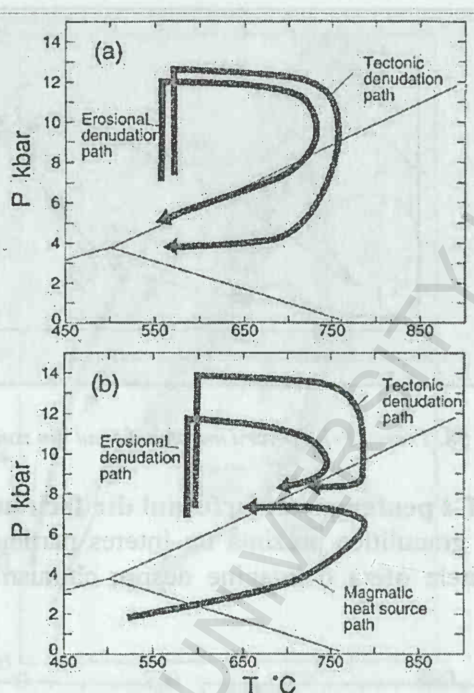



**Figura nr. 60.** *Diagrame P-T arătând traseele P-T posibile care pot duce la (a) granulite de decompresie izotermă şi (b) granulite de răcire izobară* (din *Spear*, 1993)

# 25. GEOCRONOLOGIA ROCILOR METAMORFICE

Mineralele metamorfice sunt formate la adâncimi moderate şi ridicate în interiorul pământului. Cele exhumate ulterior la suprafaţa pământului sunt cele care au rezistat metastabil în afara câmpurilor lor de stabilitate. Majoritatea rocilor metamorfice studiate nu au supravieţuit şi conţin ansambluri minerale diacronice care înregistrează o pluralitate de condiţii P-T-t-X pe parcursul traseului de exhumare, şi nu un singur punct P-T-t-X care include toate mineralele din acea rocă. Asemenea ansambluri mixte se află în dezechilibru reciproc. Datarea unui eveniment metamorfic necesită atenţie interpretativă sporită. În timp ce o vârstă aparentă rezultă mereu din măsurători fizice, transformarea unui număr în interpretare geologică poate fi ambiguă şi necesită stabilirea unui context între sisteme izotopice diferite, şi chiar şi mai important, între înregistrarea izotopică şi mineralogie, microtexturi şi microchimie (*Villa*, 2004).

Microscopia electronică arată că multe minerale constau din mixturi la scara submicrometrică, acestea fiind întrepătrunse cu produsele lor de retrogresiune şi/sau conţin relicte aflate în dezechilibru (de ex.: zirconiu, monazite, amfiboli, mice). Lipsa omogeneităţii chimice semnifică faptul că difuzivitatea în condiţii anhidre este extrem de scăzută. Dacă recristalizarea este incompletă, relictele petrografice asigură moştenirea izotopică. În contrast, apa accelerează recristalizarea şi astfel sporeşte reechilibrarea elementelor şi izotopilor, atât în experimente, cât şi în sistemele naturale. Prezenţa apei, nu a temperaturii, este principalul factor care controlează transportul de izotopi. Înregistrarea izotopică a mineralelor este astfel un geohigrometru ce poate fi utilizat, dar doar în conexiune cu constrângerile petrologice, pentru a reconstrui parcursul petrogenetic al unei roci.

Ecuaţia vârstei pentru fiecare sistem de dezintegrare radioactivă necesită cunoaşterea în detaliu a parametrului $F_0$, concentraţia izotopului substanţă fiică pe care mineralul a înregistrat-o la momentul când izotopul radiogenic a început să se acumuleze. În general, estimarea corectă a $F_0$ necesită un argument indirect (*Faure*, 1974). Să luăm, de pildă, în considerare o magmă bine amestecată, care a stat topită pentru o perioadă de timp suficientă pentru realizarea unui echilibru chimic şi izotopic complet. Când magma cristalizează, o anumită specie minerală şi pentru un anume

izotop are acelaşi raport izozopic. Din acest ansamblu mineral echilibrat, se calculează apoi vârsta. Spre exemplu, pentru unele sisteme izotopice şi numai în anumite condiţii, se poate utiliza diagrama cu izocrone (formula matematică cea mai generală a acestora este dată de *Provost*, 1990), în care probele de aceeaşi vârstă definesc o linie dreaptă. Pentru sistemele U/Pb sau Th/Pb se folosesc curbe concordia sau alte tipuri de curbe. Cerinţa omogenizării izotopice complete este mai puţin evidentă decât şi-au imaginat iniţiatorii acum 40 de ani. La rocile magmatice anatectice, s-a dezbătut chestiunea dezechilibrului izotopic *(Ferrara et al*, 1989; *Christensen et. al.* 1995). La topirea parţială a protoliţilor crustali, restitele pot supravieţui, ceea ce poate preveni echilibrarea izotopică. Este esenţial să se stabilească dacă microstructurile rocilor magmatice reflectă creşterea mineralelor doar din topitură, caz în care se aşteaptă obţinerea unei echilibrări izozopice, sau dacă unele minerale au păstrat un dezechilibru chimic, cauzând moştenirea izotopică. În acest caz, întregul sistem al rocii (de ex., suma tuturor mineralelor principale şi accesorii) nu reprezintă magma din care au cristalizat mineralele. Un motiv special de satisfacţie este faptul că mai multe substanţe radioactive parentale utilizate de geocronologi sunt elemente cu putere mare de câmp şi au tendinţa să se formeze, sau să apară în minerale accesorii în care legăturile sunt extrem de puternice, mult mai mult decât în minerale mai abundente precum piroxenii şi feldspaţii. Mineralele accesorii sunt astfel rezistente şi, de obicei, supravieţuiesc cazurilor de topire parţială. Putem astfel data protoliţi şi succesiuni de procese în acelaşi mineral.

Îmbunătăţirile analitice din ultimii 40 de ani ne permit să recunoaştem devieri mici dar semnificative de la cazurile ideale. Astfel, izocronele de bază sunt cele supradeterminate, de exemplu, cele formate din trei sau mai multe puncte independente; permiţând o examinare statistică a devierilor, este posibil să se testeze izocronele pentru consistenţa internă. Dacă punctele grafice corespunzătoare datelor sunt sub linia de regresie, depăşind incertitudinile analitice, ele înregistrează probabil un proces geologic semnificativ care diferă de cel definit prin celelalte puncte statistice. Este obligaţia geocronologilor să încerce să înţeleagă cauza acestei dispersii.

## SIMULTANEITATEA ŞI OMOGENEITATEA

În cazul rocilor metamorfice, sarcina de a găsi minerale care îndeplinesc cerinţele pentru datare, este mai dificilă decât la rocile magmatice. În mod ideal, dacă o rocă a recristalizat complet în timpul unui

eveniment metamorfic, datarea este asemănătoare cu a rocilor magmatice, pentru că cerinţa omogeneităţii izotopice iniţiale este îndeplinită. În practică, supravieţuirea relictelor este mai frecventă decât la rocile magmatice, iar întregul sistem al rocii este rareori în echilibru izotopic cu oricare mineral conţinut. Doar dacă se limitează analiza la minerale lipsite de incluziuni, care definesc condiţiile metamorfice la un moment dat, este posibil să se obţină o informaţie corectă privind vârsta evenimentului respectiv.

Nenumărate documente dovedesc că nu toate mineralele şi/sau metodele de datare dau aceeaşi vârstă privind una sau mai multe roci. S-au propus mai multe explicaţii pentru acest fapt. Printre primele a fost ipoteza lui Jäger, care a devenit foarte populară pe baza simplităţii sale. *Jäger* (1973) a demonstrat că mineralele nu reţin descendenţi radiogeni la temperaturi înalte; doar dacă temperatura ambientală scade sub o anumită valoare critică, numită „temperatură de blocare", de către Jäger, mineralele vor reţine cantitativ toţi izotopii radiogeni descendenţi. Jäger şi-a bazat această interpretare pe datele disponibile atunci din Alpii Centrali, şi pe o singură culminaţie metamrfică P-T, pan-Alpină de 38 Ma.

În cazul închiderii sistemelor izotopice, trei clase de date adiţionale, necunoscute în anii 70, trebuie luate în considerare: cele furnizate de microscopia electronică de înaltă rezoluţie, de petrologia metamorfică modernă şi de experimentele de difuziune.

Influenţa microscopiei electronice asupra percepţiei noastre privind mineralele este foarte importantă. În primul rând, aceasta dovedeşte că „mineralele", după cum erau considerate acum un secol, nu mai sunt atât de bine definite la scări de 1-10 μm şi că mixturile şi concreşterile sunt o regulă, în special, la mineralele metamorfice (*Hess et al*, 1987; *Allen*, 1992; *Belluso et al*, 2000). În al doilea rând, microscopia electronică ilustrează prezenţa frecventă a incluziunilor submicrometrice. În timp ce incluziunile nu implică tehnicile de datare izotopică, este necesar să reţinem că majoritatea nuclizilor radioactivi parentali sunt elemente urmă. Pentru că mineralele accesorii precum zirconul şi monazitul sunt în special îmbogăţite în pământuri rare (REE), U şi Th, se poate intui faptul că o incluziune sub-μm a unei asemenea faze accesorii poate domina bugetul radioactiv al unui „mineral". În schimb, este deseori imposibil să se stabilească pe baza caracteristicilor structurale dacă aceste micro/nano- incluziuni fac parte dintr-o parageneză echilibrată sau sunt relicte ale unor evenimente metamorfice timpurii, precum incluziunile de mărime nanometrică discutate de *Seydoux-Guillaume et al.* (2003). Chiar şi mineralele importante, atunci când sunt observate utilizând imagini de electroni împrăştiaţi (BSE) sau analizate cu microsonda electronică, arată frecvent coexistenţa mai multor

generații (*Di Vincenzo et al,* 2001, 2004). Datarea izotopică a mixturilor necesită descoperirea vârstelor individuale ale diferitelor faze.

Petrologia metamorfică modernă a înregistrat progrese mari de la introducerea conceptului „izogradei". Rolul fluidelor apoase este acum acceptat (*Cesare et al.*, 2001), chiar în faciesurile aparent „uscate", precum cel al eclogitelor (*Phillippot şi Rumble*, 2000). Noua accepțiune poate fi rezumată pe scurt ca „o lipsă a recristalizării metamorfice la culminația P-T fără circulația apei". Pentru că orice mineral ce recristalizează va reîncorpora elemente urmă, conform coeficienților lor de partiție, pentru majoritatea sistemelor de tip părinte-lanț descendent şi pentru majoritatea mineralelor o recristalizare metamorfică totală presupune expulzarea în întregime a descendenților şi resetarea vârstei izotopice. *Villa* (1998) a presupus că şi acțiunea inversă este, de asemenea, adevărată: prezervarea relictelor petrografice asigură moştenirea izotopică. Acest lucru este motivat de natura atomică a difuziei. Mobilitatea cationilor care formează structura este accelerată de apă. Petrologia oferă astfel dovezi ipotezei că schimbul izotopic este cu mult îmbunătățit de prezența unui fluid apos. Acest lucru implică o dependență vagă a schimbului izotopic de temperatură, în special, pentru mineralele care sunt afectate de condiții metamorfice tipice faciesului şisturilor verzi. În cazul unor temperaturi mai ridicate, există o probabilitate mai mare a pierderii apei. Din moment ce apa promovează disoluția / reprecipitarea mai rapid decât o face transportul de cationi anhidri, este clar că există un potențial ridicat pentru supraevaluarea rolului temperaturii dacă cel al fluidelor apoase este neglijat.

Petrologia metamorfică a adus, de asemenea, o nouă viziune asupra microchimiei şi a microstructurilor. Multe minerale prezintă un dezechilibru chimic intern care poate fi atribuit unui episod discret de formare a mineralelor (*Vance et al.*, 2003). Ubicuitatea texturilor de dezechilibru implică faptul că reechilibrarea difuzivă a fost neglijabilă.

A treia descoperire recentă în petrologia experimentală este baza de date în continuă îmbunătățire a determinărilor de difuzie. După cum a fost demonstrat de *Dahl* (1997), ne aşteptăm ca toate fenomenele care derivă din rezistența şi durata legăturilor interatomice într-o structură minerală (difuzivitatea, solubilitatea, duritatea, susceptibilitatea de alterare hidrotermală etc.) să urmeze aceeaşi secvență ordonată atât în cadrul paragenezei mineralogice, cât şi între diverse parageneze. Totuşi, stabilirea unei secvențe relative este doar un succes parțial, pentru că o cercetare cantitativă necesită o calibrare perfectă. Difuzivitățile naturale din sistemele anhidre sunt destul de scăzute, după cum s-a verificat prin toate investigațiile recente (de ex.: „... rutilul este mai rezistent la pierderea Pb

prin difuzia de volum decât se credea anterior": *Cherniak*, 2000). Într-adevăr, difuzia lentă conservă variații de vârstă spectaculoase la monazit și zircon în același cristal (*Cherniak și Watson*, 2003). Unghiurile mari de înclinare ale gradienților de vârstă sunt acum recunoscute în multe cronometre minerale (de ex.: variații de vârstă $^{39}Ar$-$^{40}Ar$ la muscovit pe o scară < 100 μm : *Hames și Cheney*, 1997; *Di Vincenzo et al.*, 2004). Acest lucru prezintă un paradox: pe de o parte, dovezi din ce în ce mai multe susțin o difuzie de volum foarte lentă pentru majoritatea mineralelor, substanțial mai lentă decât era acum 20 de ani; pe de altă parte, aceste minerale pot fi reîntinerite în natură.

Difuzia pură de volum într-un sistem „uscat" este extrem de lentă. Este observată comparativ rar la sistemele terestre, pentru că atunci când reacțiile se petrec în prezența apei, difuzia este depășită de recristalizare, fapt ce asigură un schimb mai rapid de elemente majore și urmă. Recristalizarea „umedă" poate avea loc la oricare temperatură în cadrul câmpului de stabilitate al mineralului studiat, în special, la temperaturi scăzute, la care difuzia de volum este neglijabilă. Neluarea în considerare a dovezilor structurale pentru recristalizare (zonare, dezechilibru microchimic etc.) poate duce la concluzii greșite. Unii geocronologi au afirmat în trecut că schimbul de izotopi este datorat difuziei de volum, care astfel a fost considerată a fi mult mai rapidă decât în realitate. Dat fiind că recristalizarea poate fi influențată de fluidelor apoase (și doar subordonat de temperatură), rezultă că transportul izotopic care este controlat de recristalizare ar trebui să fie considerat mai curând un „geo-higrometru" decât un „geotermometru".

Interacțiunea extrem de strânsă între mineralogie și sistematica izotopică este o consecință a forțelor atomice care dictează transportul izotopilor în structurile minerale. Astfel se pot combina două informații: înregistrarea P-T oferită de compoziția elementului principal, precum și vârsta și activitatea apei înregistrate de izotopii radiogeni. Combinarea lor clarifică relația petrogenică între componenții individuali și mixturile minerale.

## METODE DE DATARE GLOBALĂ

În trecut, o mare cantitate de analize privind mineralele metamorfice au fost realizate utilizând metode de datare globală precum K-Ar și Rb- Sr. Datorită ubicuității microstructurilor de dezechilibru, la majoritatea mineralelor, datele globale sunt frecvent incorecte și pur izotopice, fără utilizarea dovezilor petrologice și microchimice.

În plus, metodele K-Ar şi Rb-Sr sunt aplicate la mineralele care au un coeficient de partiţie ridicat pentru elementele alcaline, de obicei, mice şi feldspaţi potasici. Ambele metode pot fi problematice în felul lor. Mineralele cu conţinut ridicat de alcalii au legături mai slabe. Acest lucru le face mai predispuse la schimb izotopic şi/sau alterare (*Dahl*, 1996, *Parsons et. al*, 1999). Ca o consecinţă, se impune o caracterizare amănunţită atunci când se analizează mineralele bogate în alcalii; când studiul microchimic lipseşte, este aproape imposibil să se evalueze vârsta micelor şi feldspaţilor. Lipsa stoichiometriei este un semn sigur de alterare şi a unor vârste contestabile.

În privinţa datelor Rb-Sr, este vital să se reţină că într-o rocă metamorfică; întregul sistem se află rar în echilibru cu toate componentele sale; rigoarea necesită luarea în considerare a mineralelor care aparţin unei parageneze specifice, evitând relictele şi înlocuirile. Sistemul global al rocii este uşor perturbat pentru că atât Rb, cât şi Sr sunt elemente extrem de mobile. Mobilitatea indusă de fluide este bine documentată (de ex.: *Krogh şi Davis*, 1973), iar rezultatele sugerează că orice date Rb-Sr care includ măsurări globale de roci trebuie tratate cu suspiciune.

Metodele Sm-Nd şi Lu-Hf sunt folosite din ce în ce mai mult pentru datarea rocilor granatifere (HP şi HT) (*Thoni şi Jagoutz*, 1992; *Duchene et al.*, 1997), pentru că granatul are conţinuturi mai ridicate de Sm şi Lu.

*Thoni şi Jagoutz* (1992) au descoperit că presupunerea echilibrului izotopic iniţial este piedica principală în luarea unor concluzii corecte. La paragenezele eclogitice pe care le-au analizat prin metoda Sm-Nd, aceştia au făcut următoarea observaţie: cationii bivalenţi au realizat o mobilitate suficientă pentru a crea jadeit şi granat în echilibru reciproc, dar pământurile rare trivalente nu s-au echilibrat. Este important să se menţioneze din nou că această descoperire a fost favorizată de faptul că izocronele supra-determinate (cu 3 minerale) nu au reuşit să ofere dispersii acceptabile, în timp ce comparaţiile între probe nu au arătat reproductivitate.

Aceleaşi precauţii privind dezechilibrul izotopic iniţial se aplică, în principiu, la datarea prin metoda Lu-Hf a granaţilor. O dificultate adiţională specifică acestei ultime metode este posibila prezenţă a incluziunilor micrometrice de zircon ne-cogenetic, care ar putea fi în detrimentul unei determinări corecte a vârstei, pentru că pot domina bugetul de Hf al granatului. Atomul de Hf poate substitui atomul de Zr în zircon, în proporţie de până la 4%.

## REZOLUȚIE SPAȚIALĂ ȘI ELIBERARE SECVENȚIALĂ

*Analize U-Pb*

Pentru a ține seama de neomogenitățile mineralogice, unele protocoale analitice permit extragerea semnăturii izotopice dintr-o subgranulă predefinită.

Datarea U-Pb a zonelor dintr-un zircon poate fi obținută prin spectrometria de masă cu ioni secundari – SHRIMP (*Compston et al.*, 1984) sau prin spectrometrie de masă cu ablație laser și sursă de plasmă cuplată inductiv (LA-ICP-MS) cu colector multiplu (*Parrish et al.*, 1999; *Foster et al.*, 2002; *Schärrer et al.*, 2002). Petrogeneza zirconului metamorfic poate fi înțeleasă prin intermediul unei investigații preliminare detaliate pentru obținerea imaginilor de electroni împrăștiați sau de catodoluminescență (*Gebauer et al.*, 1988; *Vavra et al.*, 1996). Figura 61a este o schiță ce ilustrează un zircon metamorfic. O coroană metamorfică tânără (etichetată R) acoperă un nucleu detritic vechi (etichetat C).

Metoda U-Pb se bazează pe trei rapoarte ce furnizează informații privind vârsta: rapoartele $^{206}Pb^*/^{238}U$, $^{207}Pb^*/^{235}U$, și $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ (asteriscurile denotă Pb radiogen, după scăderea Pb „obișnuit", calculat din $^{204}Pb$). Cele trei valori de vârstă independente sunt comparate pentru a stabili dacă mineralul s-a comportat ideal. Dacă s-a întâmplat așa, cele trei vârste sunt egale una cu alta („concordante"). Dacă vârsta $^{238}U$-$^{206}Pb$ este diferită față de vârsta $^{235}U$-$^{207}Pb$, cele două sunt numite „discordante" și rapoartele Pb*/U dau vârste lipsite de sens geologic. Raportul $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ poate (dar nu trebuie) să păstreze informații semnificative despre vârstă.

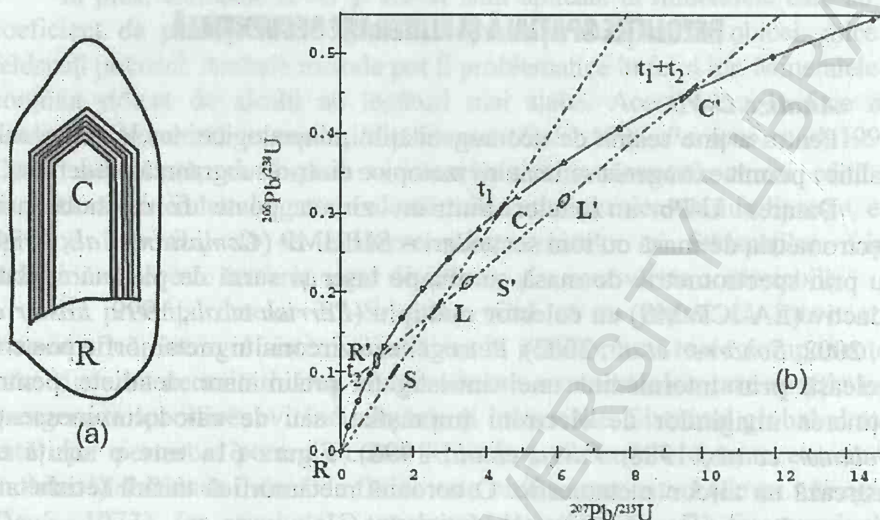



**Figura nr. 61** – *(a) Schiţa unui zircon metamorfic. Un nucleu detritic transcristalizat, C, este acoperit de o coroană metamorfică, R. Imaginile de catodoluminescenţă permit foarte frecvent identificarea unei zonări oscilatorii magmatice în nuclee, în timp ce coroanele metamorfice sunt, de obicei, nezonate. (b) Prezentarea în diagrama Concordia a datelor schematice U-Pb despre zirconul din figura 1a. În momentul metamorfismului, t1, punctul C (nucleul) se află pe curba concordia; punctul R (coroana) este lipsit de Pb* şi se află la origine. Analizele globale pentru granulele mari (L) sau mici (S), se dispun grafic pe linia Discordia; punctele R', S', L' şi C' reprezintă evoluţia celor patru puncte la un timp t2 după metamorfism.* Din *Villa* (2004)

O reprezentare grafică înfăţişând concordanţa şi discordanţa a fost concepută de *Wetherill* (1956). Într-un grafic al rapoartelor $^{206}Pb^*/^{238}U$ şi $^{207}Pb^*/^{235}U$, pentru fiecare valoare de pe abscisă există numai o valoare pe ordonată corespunzătoare aceleiaşi vârste. Locul geometric al punctelor având vârste U-Pb concordante este o curbă numită „Concordia", cum apare în Figura nr. 61b. Ecuaţia ei este y = (x+1)k-1, unde k = 0.15751 este raportul dintre constantele de dezintegrare ale $^{238}U$ şi $^{235}U$. Evoluţia unui mineral purtător de U poate fi vizualizată pe această diagramă. Când mineralul cristalizează nu conţine Pb* radiogenic, şi se reprezintă grafic în origine. Cu trecerea timpului, un mineral netulburat în condiţii ideale va acumula Pb*; după un timp t1 rapoartele sale Pb*/U se vor fi mărit în concordanţă şi mineralul este reprezentat în punctul C pe curba Concordia (figura nr. 61b). O perturbaţie metamorfică duce la formarea coroanelor clar identificate sau a recristalizărilor. Coroana nou formată a zirconului din figură este iniţial lipsită de Pb* şi, de aceea, este reprezentată în originea

axelor (punctul R). Mineralul este, din punct de vedere global, un amestec binar de zone vechi bogate în Pb* şi de zone noi fără Pb*. De aceea, un cristal mare, cu un raport de masă ridicat nucleu/coroană este reprezentat în punctul L (Large) ce se află pe segmentul CR; punctul S (Small) reprezintă un cristal mic cu o proporţie relativ ridicată de material coronar.

După un timp mai îndelungat t2, Pb-ul radiogen al nucleului creşte cantitativ, astfel că punctul C din figură tinde spre rapoarte mai ridicate $^{206}Pb^*/^{238}U$ şi $^{207}Pb^*/^{235}U$, adică spre punctul C' care se mai află încă pe curba Concordia. Coroana, la rândul ei, câştigă în Pb* radiogen în concordanţă, spre punctul R'. Punctele reprezentând mineralul global datat, L' şi S', se află pe linia de legătură C'R', fiind un amestec binar de R' şi C'.

Analizele punctuale dau, în special, rezultate de tipul C' şi R' concordante, cu condiţia ca o zonă uniformă mineralogic să fi fost aleasă pe baza imaginilor de catodoluminescenţă sau electroni împrăştiaţi. Cu toate acestea, înainte de a fi posibilă localizarea spaţială a zonelor de studiu pe baza imaginilor amintite, analizele obţinute aleator şi, mai ales, cele globale ale multigranulelor au dat mii de rezultate „discordante". O dezbatere aprinsă cu privire la natura discordanţei durează de decenii. Discordanţa a fost atribuită iniţial pierderii difuze de Pb, datorită perturbaţiei termice (*Tilton*, 1960). Această ipoteză oglindea conştientizarea limitată a proceselor petrologice de către comunitatea geocronologică; era un timp când se credea chiar că şi pierderea de Ar din silvină reflecta evenimentele termice produse în lipsa unui fluid (*Gentner et al.*, 1954). Înţelegerea prezentă a mecanismelor ce controlează distribuţia de vârste U-Pb, bazată pe noile date despre difuzivitate (*Cherniak şi Watson*, 2003), este că Pb este imobil în zirconul cristalin, ne-metamictizat. Analizele de microsondă confirmă că zirconul şi monazitul nu pierd niciodată Pb prin difuziune (*Compston şi Kroner*, 1988; *Vavra et al.*, 1996, *Cocherie et al.*, 1998; *Crowley şi Ghent*, 1999). În schimb, datele obţinute în ultimii ani demonstrează rolul copleşitor al recristalizării pentru schimbul izotopic de Pb; nucleele de zircon formează o coroană a cărei semnătură chimică este un indicator petrologic puternic al diferitelor condiţii P-T-t-X care au predominat când s-au format diferitele generaţii de zircon (*Whitehouse et al.*, 1999, *Rubatto*, 2002). Rezoluţia spaţială care poate fi obţinută prin analizele de microsondă este de puncte circulare cu diametrul de aproximativ 20 µm pentru microsonda ionică şi spectrometria de masă cu ablaţie laser şi sursă de plasmă cuplată inductiv LA-PIMMS, şi 2 µm pentru microsonda electronică şi spectrometria de fluorescenţă cu raze X pe fosfaţi cu conţinuturi ridicate de pământuri rare (REE).

Metoda U-Pb poate fi aplicată cu un protocol de dizolvare treptată (*Frei et al.*, 1997). Eliberarea secvențială de Pb este obținută prin dizolvarea succesivă cu diferiți acizi, astfel încât să se distingă Pb obişnuit de Pb* radiogenic. Mai mult decât atât, această tehnică face posibilă recunoaşterea şi corectarea prezenței incluziunilor heterochimice, prin partiționarea Pb* între matricele minerale şi incluziuni (*Schaller et al.*, 2001). În acest fel, se pot data mai precis minerale metamorfice index, precum granații şi staurolitul.

Compararea vârstelor U-Pb şi Rb-Sr obținute pe eclogitele din Zona Sesia (Italia) – Alpii Vestici (*Oberhaensli et al., 1985*; *Rubatto et al.*, 1999) au arătat discrepanțe însemnate. Vârstele Rb-Sr au indicat cca. 120 Ma, mai mult cu aproximativ 60 Ma față de vârstele U-Pb. Aceasta ar putea însemna că eclogitizarea s-a produs în Cretacicul timpuriu şi metoda U-Pb dă în consecință o „vârstă a răcirii"; cu toate acestea, de vreme ce zirconul nu pierde Pb la temperaturi eclogitice (*Cherniak şi Watson*, 2003), vârsta Rb-Sr este cea incorectă. Prin analogie cu „Ar în exces", s-ar putea propune că „Sr în exces" a fost introdus dintr-o sursă externă. Trebuie avut în vedere că „Ar în exces" este invocat, de obicei, pentru explicarea vârstelor prea timpurii, dar rar se face o distincție riguroasă față de Ar moştenit. Ar moştenit şi Sr sunt descendenți radiogeni care erau prezenți în mineralele precursoare şi n-au fost niciodată reechilibrate în totalitate în timpul formării paragenezei metamorfice tipice culminației P-T (*Thoni şi Jagoutz*, 1992). În cazul zonei Sesia, supraviețuirea relictelor Permiene în mineralele eclogitice Paleocene este cea mai plauzibilă explicație.

***Analizele $^{39}Ar$-$^{40}Ar$***

Singura metodă alternativă de datare care este folosită în mod obişnuit pentru obținerea datelor izotopice ce pot depăşi ca precizie datările globale ale eşantioanelor de roci este metoda $^{39}Ar$-$^{40}Ar$. Analogia cea mai apropiată cu datările U-Pb este utilizarea razelor laser pentru topirea sau vaporizarea punctelor selectate dintr-un mineral.

Mult mai răspândită este tehnica $^{39}Ar$-$^{40}Ar$ de încălzire treptată (*Merrihue şi Turner*, 1966), care extrage Ar din probă printr-o serie de trepte de încălzire. Aceasta permite calcularea unei izocrone „interne" din Ar-ul eliberat în diferitele trepte ale unui singur mineral, dacă proba nu a fost niciodată perturbată de la formarea sa. În rocile care au fost supuse unui eveniment tectonometamorfic (deformare + aport termic), diagrama izocronelor nu reuşeşte să dea un aliniament: într-un sistem polimineral, fazele metamorfice nu sunt cogenetice şi încalcă condițiile obligatorii pentru formarea izocronei.

În abordarea Berkeley (*Merrihue*, 1965), iradierea neutronului era concepută pentru a detecta toate elementele din care izotopii Ar sunt produşi în reactorul nuclear: K, Ca şi Cl. Desigur, o analiză $^{39}Ar$-$^{40}Ar$ produce concentraţia acestor trei elemente şi a raporturilor lor la $^{40}Ar$ radiogen (Ar*) şi la izotopul comun $^{36}Ar$. Din cinci concentraţii, este mereu posibil să fie construite patru rapoarte izotopice care au un numitor comun. În primul rând, rapoartele izotopice ale Ar (cum ar fi, de exemplu, $^{37}Ar/^{38}Ar$) oglindesc semnătura chimică (în acest exemplu, raţia Ca/Cl) şi definesc axele de coordonate ale unui spaţiu cuatro-dimensional. Dacă, de exemplu, numitorul comun este $^{39}Ar$ derivat, spaţiul cuatro-dimensional este definit de rapoartele Ca/K, Cl/K, Ar*/K şi $Ar_{tr}$/K („trapped" denumind izotopii $^{36}Ar$ şi $^{40}Ar$ neradiogeni reţinuţi). Fiecare diagramă de corelare a celor trei izotopi este o proiecţie bidimensională a unei distribuţii cuatro-dimensionale a punctelor determinate (*Villa*, 2001). Este demonstrat uşor că amestecurile binare sunt reprezentate de segmente de linii drepte, şi amestecurile dintre rezervoarele N cu poligoanele N. Cea mai mare dificultate în determinarea numărului exact de rezervoare Ar prezente într-o mostră este distorsionarea proiectată de la patru dimensiuni la două: un poligon N neplat, înclinat poate fi proiectat în ceea ce pare a fi o linie dreaptă (*Belluso et al.*, 2000). Este de aceea necesar să fie investigate cât mai multe diagrame de corelare pentru a identifica numărul minim de puncte marginale din poligon.

Motivul pentru care ar trebui să fim preocupaţi de raţia Ca/Cl dintr-un mineral, deşi vârsta este calculată din raportul Ar/K este că mineralele sunt rareori faze pure, fiind, mai degrabă, constituite din amestecuri heterochimice (*Villa et al.*, 1997, 2000; *Di Vincenzo şi Palmeri*, 2001). Monitorizând toţi indicatorii chimici pentru fiecare treaptă de încălzire, putem să recunoaştem dacă analizăm un mineral monogenetic sau un amestec şi, dacă e aşa, care trepte aparţin diferitelor rezervoare. Coexistenţa a mai mult de o generaţie a aceleaşi familii minerale, fiecare cu o vârstă diferită, este o probă solidă că deformarea/înlocuirea se petrece fără resetarea valorilor izotopice ale rezervorului petrografic relict.

Pe baza rapoartelor Cl/K din mica albă, *Tomaschek et al.* (2003) au distins paragonit de înaltă presiune de vârstă mai recentă decât muscovitul înlocuit din roci metamorfozate în faciesul şisturilor verzi. Prin luarea în considerare a morfologiei zirconului şi a vârstelor, dar şi a incluziunilor fluide, autorii au putut să reconstruiască efectele fazelor fluidelor apoase de înaltă presiune asupra dezvoltării paragenezei eclogitice.

Rezoluţia spaţială a microanalizelor laser de $^{39}Ar$ şi $^{40}Ar$ nu este limitată de diametrul fascicolului incident (care poate fi focalizat la dimensiuni mai mici de 1 μm), ci prin statisticile de numerotare a atomilor

de Ar disponibili. Cu senzitivitatea spectrometrelor de masă din zilele noastre o analiză semnificativă a probelor Phanerozoice necesită $10^4$-$10^5$ $\mu m^3$ (*Muller et al.*, 2002) şi chiar şi izotopii minori de Ar 36, 37 şi 38 sunt câteodată la sau sub limita de detecţie. Analizele care nu semnalizează ultimii trei izotopi au valoare practică limitată, deoarece s-a arătat că informaţia microchimică este decisivă pentru o interpretare corectă a rolului recristalizării heterochimice.

Diagrama distribuţiei spaţiale actuale a izotopilor de Ar constrânge baza fizică a transportului de Ar. *Onstott et al.* (1990) au investigat dacă difuzia de volum are loc în sistemele terestre şi în ce grad aceasta poate fi detectată când este suprapusă unor procese mai rapide precum recristalizarea indusă de fluide.

Observaţia reproductibilă că micele având o concentraţie zonată a Ar dau un „platou" de încălzire treptată (*Hodges et al.*, 1994; *Foland*, 1983) arată că difuzia de volum nu se petrece şi în cazul degazeificării din laborator a mineralelor apoase (*Sletten şi Onstott*, 1998). Aceasta implică, la rândul ei, faptul că spectrul vârstelor nu oglindeşte, ca şi regulă, distribuţia spaţială a Ar din minerale hidratate.

Utilizarea „hărţilor de vârstă" a fost aplicată cu succes de către *Di Vincenzo et al.* (2001, 2003, 2004) pentru a clarifica istoria metamorfică a rocilor din Antarctica şi Sardinia, cât şi pentru a înţelege sistematica retenţiei de Ar drept o funcţie a recristalizării şi nu a difuziei.

## CONCLUZII

Datarea evenimentelor metamorfice presupune deci că perturbarea metamorfică a fost suficient de viguroasă pentru a obține echilibrul izotopic dintre unele minerale ale rocii și că nici unul din aceste minerale nu a fost supus, pe rând, la reechilibrări chimice în timpul traseului P-T-t din timpul exhumării.

Evenimentele magmatice ating, de obicei, o echilibrare izotopică completă între mineralele rocii, spre deosebire de metamorfismul uscat unde aceasta nu se produce. Deoarece difuzivitatea în prezența apei este de câteva ordine de mărime mai rapidă decât în lipsa acesteia, istoria termică a unei roci este de importanță secundară pentru valorile sale izotopice, în comparație cu istoria activității apei conținute. Ca și rezultat, geocronologia izotopică aplicată rocilor metamorfice este capabilă a data evenimente de circulație a fluidelor. Este esențial să realizăm că aceste evenimente pot avea loc într-un interval larg de temperaturi și, de aceea, sunt, inerent, termometre neperformante.

Geocronologia izotopică a mineralelor metamorfice poate oferi, în schimb, înțelegerea condițiilor P-T-t-X; dacă analizele izotopice pot fi cuplate cu investigații microchimice și microstructurale ale mineralelor metamorfice, se poate deduce și istoria deformării pe baza cărora se reconstituie evoluția metamorfică a unei roci.

# ANEXE

## Abrevierea mineralelor din text

Acm – acmit
Act – actinot
Ak – akermanit
Ab – albit
Aln – allanit
Alm – almandin
Als – aluminosilicat
Amp – amfibol
Anl – analcim
Ant – anatas
And – andaluzit
Adr – andradit
Anh – anhidrit
Ank – ankerit
Ann – annit
An – anortit
Atg – antigorit
Ath – antofilit
Ap – apatit
Apo – apofilit
Arg – aragonit
Arf – arfvedsonit
Apy – arsenopirită
Aug – augit
Ax – axinit
Brt – baritină
Brl – beril
Bt – biotit
Bhm – boehmit
Bn – bornit
Brk – brookit
Brc – brucit
Bst – bustamit
Cal – calcit
Cc – calcozină
Ccp – calcopirită
Ccn – cancrinit
Cp – carfolit
Cst – casiterit
Cel – celadonit
Cls – celestină
Cbz – chabasit
Chn – chondrodit
Cam – clinoamfibol de Ca
Cen – clinoenstatit
Cfs – clinoferosilit
Chu – clinohumit
Cpx – clinopiroxen de Ca
Czo – clinozoizit
Chl – clorit
Cld – cloritoid
Cs – coesit
Crd – cordierit
Crn – corindon
Cv – covelină
Ccl – crisocol
Ctl – crisotil
Crs – cristobalit
Chr – cromit
Cum – cummingtonit
Dia – diamant
Dsp – diaspor
Di – diopsid
Dol – dolomit
Drv – dravit
Dum – dumortierit
Eck – eckermanit
Ed – edenit
Elb – elbait
En – enstatit
Ep – epidot
Fa – fayalit
Fac – feroactinot

Fpa – feropargasit
Fs – ferosilit
Fo – forsterit
Flt – fluorină
Gn – galenă
Gp – gips
Gln – glaucofan
Glt – glauconit
Gt – goethit
Gr – grafit
Grt – granat
Grs – grossular
Gru – grunerit
Hl – halit
Hyn – haüyn
Hs – hastingsit
Hd – hedenbergit
Hem – hematit
Hc – hercinit
Hul – heulandit
Hbl – hornblendă
Hu – humit
Ill – illit
Ilm – ilmenit
Jd – jadeit
Jh – johannsenit
Kfs – feldspat potasic
Kln – caolinit
Ky – cianit

Lmt – laumontit
Lws – lawsonit
Mgs – magnezit
Mgt – magnetit
Mrg – margarit
Mel – melilit
Mc – microclin
Mtc – monticellit
Mnt – montmorillonit
Mul – mullit
Ms – muscovit
Ol – olivină
Omp – omfacit
Or – ortoclaz
Opx – ortopiroxen
Osm – osumilit
Pg – paragonit
Prg – pargasit
Per – periclaz
Prv – perovskit
Phl – flogopit
Pl – plagioclaz
Prh – prehnit
Pmp – pumpellyit
Py – pirită
Prp – pirop
Prl – pirofilit
Po – pirotină
Qtz – cuarț

Rbk – riebeckit
Rds – rodocrozit
Rdn – rodonit
Rt – rutil
Sa – sanidină
Spr – safirin
Scp – scapolit
Srp – serpentină
Sd – siderit
Sil – sillimanit
Sdl – sodalit
Sps – spessartin
Sp – sfalerit
Spl – spinel
Spd – spodumen
St – staurolit
Stp – stilpnomelan
Sti – stishovit
Tlc – talc
Ttn – titanit
Tur – turmalină
Tr – tremolit
Trd – tridimit
Ves – vezuvianit
Wai – wairakit
Wo – wollastonit
Zrn – zircon
Zo – zoizit

Abbreviations of minerals used in the text

Acm – acmit
Act – actinolit
Ak – akermanit
Ab – albit
Aln – alanit
Alm – almandin
Als – aluminosilicat
Amp – amfibol
Anl – analcim
Ant – [illegible]
And – andaluzit
Ads – andezin
Anh – [illegible]
Ank – ankerit
Ann – annit
An – anortit
Atg – antigorit
Ath – antofilit
Ap – apatit
Apo – apofilit
Arg – aragonit
Arf – arfvedsonit
Apy – arsenopirit
Aug – augit
Ax – axinit

[illegible]
Brl – beril
Bt – biotit
Bhm – boehmit
Brt – [illegible]
Brk – brookit
Brc – brucit
Bst – bustamit
Cal – calcit
Cc – calcozină
Ccp – calcopirită
Ccn – [illegible]
Cn – [illegible]
Cst – casiterit
Cel – celestină
Cls – [illegible]
Cbz – chabazit
Chn – [illegible]
Cam – clinoamfiboli
de Ca [illegible]
Cen – clinoenstatit
Cfs – clinoferosilit
Chu – clinohumit
Cpx – clinopiroxen
Ca [illegible]

Czo – clinozoizit
Chl – clorit
Cld – cloritoid
Cs – coesit
Crd – cordierit
Crn – corindon
Cv – covelină
Crl – [illegible]
Ctl – crisotil
Crs – cristobalit
Chr – cromit
Cum – cummingtonit
Dia – [illegible]
Dsp – diaspor
Di – diopsid
Dol – dolomit
Drv – dravit
Dum – dumortierit
Eck – eckermanit
Ed – edenit
Elb – elbait
En – enstatit
Ep – epidot
Fa – fayalit
Fac – feroactinolit

# UNITĂȚI DE MĂSURĂ

## UNITĂȚI FUNDAMENTALE

| Mărimea | Nume unitate | Simbol |
|---|---|---|
| Lungime | *metru* | m |
| Masă | *kilogram* | kg |
| Timp | *secundă* | s |
| Temperatura | *Kelvin* | K |
| Cantitatea de substanță | *mol* | mol |

## UNITĂȚI DERIVATE

| | | | În unități SI fundam. |
|---|---|---|---|
| Forță | *newton* | N | $m \cdot kg \cdot s^{-2}$ |
| Presiune (stress) | *pascal* | Pa | $m^{-1} \cdot kg \cdot s^{-2}$ |
| Energie | *joule* | J | $m^{2} \cdot kg \cdot s^{-2}$ |
| Putere | watt | W | $m^{2} \cdot kg \cdot s^{-3}$ |
| Vâscozitate dinamică | *pascal secundă* | Pa ·s | $m^{-1} \cdot kg \cdot s^{-1}$ |
| Capacitate termică (entropia) | *joule pe Kelvin* | J/K | $m^{2} \cdot kg \cdot s^{-2} \cdot K^{-1}$ |

## Alte unități convenționale utilizate în trecut, care sunt încă folosite în literatura geologică.

| Mărime | Nume unitate | Simbol | Valoare în SI |
|---|---|---|---|
| Lungime | angstrom | Å | $10^{-10}$ m |
| Presiune | bar | bar | 0.1 MPa |
| Presiune | kilobar | kbar | 0.1 GPa |
| Presiune | atmosferă standard | atm | 101.325 Pa |
| Vâscozitate | poise | P | 0.1 Pa . s |
| Energie | calorie | cal | 4.186 J |
| Timp | milioane de ani | m.y. | Ma (My) |
| Temperatură | grade Celsius | °C | K |
| Flux caloric | unitate de flux caloric (Heat Flow Unit) | HFU | 0.0418 W/m$^2$ |

## PREFIXE ŞI SIMBOLURI

| Factor de multiplicare | Prefix | Simbol |
|---|---|---|
| $10^{18}$ | exa | E |
| $10^{15}$ | peta | P |
| $10^{12}$ | tera | T |
| $10^{9}$ | giga | G |
| $10^{6}$ | mega | M |
| $10^{3}$ | kilo | k |
| $10^{2}$ | hecto | h |
| $10^{1}$ | deca | da |
| $10^{-1}$ | deci | d |
| $10^{-2}$ | centi | c |
| $10^{-3}$ | mili | m |
| $10^{-6}$ | micro | μ |
| $10^{-9}$ | nano | n |
| $10^{-12}$ | pico | p |
| $10^{-15}$ | femto | f |
| $10^{-18}$ | atto | a |

# BIBLIOGRAFIE


Allen F.M. (1992): Mineral definition by HRTEM: problems and opportunities. *Rev. Mineral.*, 27:289-333.

Anastasiu N., Grigorescu D., Mutihac V., Popescu G. (1998): Dicționar de Geologie. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti, 500 p.

Artini E, Melzi G. (1900): Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Memorie del Regio Istituto Lombardo di Scienze e Lettere, Milano, 18, 219-390.

Ashworth JR. (1985): Migmatites, Glasgow: Blackie and Son Limited, p. 1-35.

Balintoni (1997): Geotectonica terenurilor metamorfice. Ed. Carpatica Cluj Napoca, 176 p.

Barker A.J. (1990): Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures. Blackie. 162 p.

Barrow G. (1893): On an intrusion of muscovite biotite gneiss in the S.E. highlands of Scotland and its accompanying metamorphism. Q. J. Geol. Soc. London, 49:330-358.

Belluso E., Ruffini R., Schaller M., Villa I.M. (2000): Electron-microscope and Ar isotope characterization of chemically heterogeneous amphiboles from the Palala shear zone, Limpopo Belt, South Africa. *Eur. J. Mineral.*, 12:45-62.

Bertolani M. (1968): La petrografia della Vallestrona (Alpi occidentali italiane). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 48:695–732

Bleahu M. (1989): Tectonica globală, vol.II. Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti, 492 p.

Bottinga Y. (1969): Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-methane-hydrogen-water vapour. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 49-64.

Brodie K. (1998): Metamorphic Petrology – course notes. Univ. of Manchester.

Brown M. (2001): Orogeny, migmatites and leucogranites: A review. *Proc. Indian Acad. Sci.* (Earth Planet. Sci.), **110/4**:313-336

Bucher K., Frey M. (2002): Petrogenesis of metamorphic rocks, 7th Ed. Springer-Verlag, 341 p.

Carmichael R.S. (1989): Magnetic properties of minerals and rocks. In CRC Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals. Edited by R.S. Carmichael. CRC Press, Boca Raton, U.S.A., 299–358.

Cesare B., Poletti E., Boiron M.C., Cathelineau M. (2001): Alpine metamorphism and veining in the Zentralgneis Complex of the SW Tauern Window: a model of fluid-rock interactions based on fluid inclusions. *Tectonophysics*, **336**:121-136.

Chemenda I.A., Mattauer M., Bokun A.N. (1996): Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **143**:173–182.

Cherniak D. (2000): Pb diffusion in rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **139**:198-207.

Cherniak D., Watson E.B. (2003): Diffusion in zircon. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**:113-143.

Chopin C. (1984): Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**:107-118.

Chopin C. (2003): Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle. *Earth and Planetary Science Letters,* **212**:1-14.

Christensen J.N., Halliday A.N., Lee D.C., Hall C.M. (1995): In situ Sr isotopic analysis by laser ablation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**, 79-85.

Ciulavu, M., Ferreiro-Mahlmann, R., Seghedi, A., Frey, M., 2001. Very low-grade metamorphism in the Danubian window, South Carpathians (Romania). *Terra Abstracts*, EUG 11:230–231.

Clayton R.N., Kieffer S.W. (1991): Oxygen isotopic thermometer calibrations, in Taylor, H.P.J., O'Neil, J.R., and Kaplan, I.R., eds., Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein, Volume 3: The Geochemical Society; Special Publication No. 3: San Antonio, Lancaster Press, Inc., 3-10.

Cocherie A., Legendre O., Peucat J.J., Kouamelan A.N. (1998): Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination: Implications for lead behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**: 2475-2497.

Compagnoni R., Maffeo B. (1973): Jadeite-bearing Metagranites l.s. and Related Rocks in the Mount Mucrone Area (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **53**: 355-378

Compston W., Williams I.S., Meyer C. (1984): U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass resolution ion microprobe. *Proc. 14th Lunar Sci. Conf., J. Geophys. Res.*, 89:B525-B534.

Compston W., Kröner A. (1988): Multiple zircon growth within early Archean tonalitic gneiss from the Ancient Gneiss Complex, Swaziland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**:13-28.

Coombs D.S., Ellis A.J., Fyfe W.S., Taylor A.M. (1959): The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. *Geochem. Cosmochem. Acta,* **17**:53-107

Coombs D.S. (1961): Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Australian journal of science 25:* 203-215.

Costin G., Ciocârdel M. (2004): Recomandari privind nomenclatura si clasificarea rocilor magmatice si metamorfice. Cartea Universitară Bucureşti, 144 p.

Crowley J.L., Ghent E.D. (1999): Electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite: the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization. *Chem. Geol.*, **157**:285-302.

Dahl P.S. (1997): A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**:277- 290.

Di Vincenzo G., Ghiribelli B., Giorgetti G., Palmeri R. (2001): Evidence of a close link between petrology and isotope records: constraints from SEM, EMP, TEM and in situ $Ar^{40}$-$Ar^{39}$ laser analyses on multiple generations of white micas (Lanterman Range, Antarctica). *Earth Planet. Sci. Lett.* **192**:389-405.

Di Vincenzo G., Palmeri R. (2001): An $Ar^{40}$-$Ar^{39}$ investigation of high-pressure metamorphism and the retrogressive history of mafic eclogites from the Lanterman Range (Antarctica): evidence against a simple temperature control on argon transport in amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **141**:15-35.

Di Vincenzo G., Carosi R., Palmeri R. (2004): Relationship between tectono-metamorphic evolution and argon isotope records in white mica: constraints from in situ $Ar^{40}$-$Ar^{39}$ laser analysis of the Variscan basement of Sardinia (Italy). *J. Petrol.*, **45**:1013-1043

Dobrzhinetskaya L.F., Green H.W., Renfro A.P. (2004): Synthesis of skeletal diamonds: Implications for microdiamond formation in orogenic belts. *Geology,* **32/10**:869–872.

Dodd R.T. (1981) Meteorites: A Petrologic-Chemical Synthesis. Cambridge University Press, Cambridge. 368 p.

Duchene S., Blichert-Toft J., Luais B., Télouk Ph., Lardeaux J.M., Albarede F. (1997): The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, **387**, 586-589.

Eskola P. (1914): On the petrology of the Orijarvi region in southwestern Finland. Bulletin de la Commission Geologique de Finlande, 40, 279 p.

Eskola P. (1915): On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. Comm. geol. Finlande Bull., 44, 1-107 (in Finnish), 109-145 (in English).

Eskola P. (1920): The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidsskr. 6 (1922): 143-194.

Eskola P. (1939): Die metamorphen Gesteine. *In*: Barth T.F.W., Correns C.W., Eskola P. Die Entstehung der Gesteine. Springer, Berlin, 422 p.

Faure G. (1974): Principles of isotope geology. Wiley, New York, 464 p.

Ferrara G., Petrini R., Serri G., Tonarini S. (1989): Petrology and isotope geochemistry of San Vincenzo rhyolites (Tuscany, Italy). *Bull. Volcanol.*, **51**:379-388.

Foland K.A. (1983): $Ar^{40}/Ar^{39}$ incremental heating plateaus for biotites with excess Ar. *Chem. Geol.*, **41**:3-21

Foster G., Gibson H.D., Parrish R., Horstwood M., Fraser J., Tindle A. (2002): Textural, chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite. *Chem. Geol.*, **191**: 183-207.

Frei R., Villa I.M., Kramers J.D., Nägler T.F., Przybylowicz W.J., Prozesky V.M., Hofmann B., Kamber B.S. (1997): Single mineral dating by the Pb-Pb step-leaching method: assessing the mechanisms. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**:393-414.

Fyfe W.S., Turner F.S., Verhoogen J. (1958): Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Mem. Geol. Soc. Amer*, **73**, 259 p.

Gebauer D., Quadt A.V., Compston W., Williams I.S., Grünenfelder M. (1988): Archean zircons in a retrograded Caledonian eclogite of the Gotthard massif (Central Alps, Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**:485-490.

Gentner W., Goebel K., Präg R. (1954): Argonbestimmungen an Kalium-Mineralien: III. Vergleichende Messungen nach der Kalium- Argon- und Uran-Helium-Methode. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **5**:124-133.

Goldschmidt V.M. (1911): Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Videnskapsselkapets Skrifter. I. Mat.-naturv. Kl., **11**. J. Dybwad, Cristiania, 483 p.

Goldschmidt V.M. (1912): Geologisch-Petrographische Studien im Hochgebirge des Südlichen Norwegens I. Ein Kambrisches Konglomerat von Finse und dessen Metamorphose Videnskapsselskapets Skrifter, I. Mat. -Naturv. klasse, **18**:1-18

Graham A. L., Bevan A. W. R., Hutchison R. (1985): Catalogue of Meteorites; with special reference to those represented in the

collection of the British Museum (Natural History). 4th ed., *British Museum* (Natural History), London, 460 p.

Green H.W. II, Dobrzhinetskaya L., Riggs E., Jin, Z.M. (1997) Alpe Arami: A peridotite massif from the mantle transition zone? Tectonophysics, 279:1–21

Grubenmann U. (1904): Die kristallinen Schiefer. Bornträger, Berlin.

Hames W.E., Cheney J.T. (1997): On the loss of 40Ar* from muscovite during polymetamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61:3863-3872.

Haüy R.J. (1822): Traité de minéralogie (2nd ed.). Bachelier, Paris, 4, 604 p.

Hârtopanu P. (2004): Mineralogeneza centurii manganifere din Munții Bistriței. Ed. Cartea Universitară București, 352 p.

Hess J.C., Lippolt H.J., Wirth R. (1987): Interpretation of $Ar^{40}/Ar^{39}$ spectra of biotites: evidence from hydrothermal degassing experiments and TEM studies. *Chem. Geol.*, 66:137-149.

Hobbs B.E., Means W.D., Williams P.F. (1988): Principii de geologie structurală. Ed. Şt. şi Enc. Bucureşti, 478 p.

Hodges K.V., Hames W.E., Bowring S.A. (1994): $Ar^{40}/Ar^{39}$ age gradients in micas from a high-temperature-low-pressure metamorphic terrain; evidence for very slow cooling and implications for the interpretation of age spectra. *Geology*, 22:55-58.

Holdaway M. J. (1971): Stability of andalusite and sillimanite and the aluminum silicate phase diagram. *American journal of science*, 277:97-131.

Holdaway M.J., Mukhopadhyay B. (1993): A reevaluation of the stability relations of andalusite: thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates. *Am. Mineral.*, 78:298-315.

Iancu O. G., Miura Y., Iancu G. (1995): Shock effects in olivine from Mocs chondrite, Abstracts of the 58th Meteoritical Society Meeting, Washington, D. C., September 11-15, 1995, *Meteoritics*, 30/3: 524

Iancu O. G., Iancu G., Miura Y., Iancu S. G. (1997): Chemical composition and the degree of shock metamorphism of the Tauti Romanian meteorite, *An. Şt. Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi*, **XLII-XLIII**: 15-25.

Iancu O. G., Iancu G. (2000): Petrological and geochemical considerations Cconcerning the Mezö-Mădăraş Romanian meteorite, *An. Şt. Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi*, **XLV-XLVI**: 15-24,

Iancu O. G. (2003): Stages of shock metamorphism reached by the meteorites fallen in Romania, Abstracts Volume, Petrology-Global Context, Anniversary Symposium dedicated to Acad. Dan Radulescu on his 75th Anniversary: 30.

Ianovici V., Ştiopol V., Constantinescu E. (1979): Mineralogie. Ed. Did. Pedag. Bucureşti: 828 p.

Jäger E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Ecl. Geol. Helv.*, **66**:11-21.

Johannes W., Puhan D. (1971): The calcite-aragonite transition, reinvestigated. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **31**:28-38.

Kräutner H. (1966): Faciesul zeolitic al metamorfismului hidrotermal banatitic şi modul de prezentare îm regiunea Ruşchiţa. S.C., 11/1.

Krogh T.E., Davis G.L. (1973): The effect of regional metamorphism on U-Pb systems in zircon and a comparison with Rb-Sr systems in the same whole rock and its constituent minerals. Carnegie Inst Washington Yrbk, **72**:601-605

Leake B. (1964): The Chemical Distinction Between Ortho- and Para-amphibolites. Journal of Petrology. 5/2:238-254

Maxim I. A. (1968): Meteoriţi şi materiale meteoritice din România. *Studia Univ. Babeş-Bolyai*, Ser. Geol. – Geogr, Cluj-Napoca., 1:3-6.

Mărunţiu M. (1978): Consideraţii preliminare asupra caracterelor morfostructurale şi a evoluţiei geologice a rocilor ultrabazice asociate seriilor cristaline precambriene din Carpaţii Meridionali: *Studii şi cercetări de geologie, geofizică şi geografie*, geologie, v. 23, no. 2:215–227.

Mărunţiu M. (1987): Studiul geologic complex al rocilor ultrabazice din Carpaţii Meridionali, rezumatul tezei de doctorat, Universitatea Bucureşti.

Mărunţiu M., Johan V., Iancu V., Ledru P., Cocherie A. (1987): Kyanite-bearing eclogite from the Leaota Mountains (South Carpathians, Romania): mineral associations and metamorphic evolution. C.R. Acad. Sci. Paris, **325**:831-838.

Massonne H.J., Schreyer W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**: 212-224.

Medaris Jr. G., Ducea M., Ghent E., Iancu V. (2003): Conditions and timing of high pressure Variscan metamorphism in South Carpathians, Romania, *Lithos*, **70**:141-161.

Merrihue C.M. (1965): Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples. Trans. *Am. Geophys. Union*, **46**: 125.

Merrihue C.M. and Turner G. (1966): Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *J. Geophys. Res.*, **71**:2852-2857.

Miura Y., Iancu O. G., Iancu G., Yanai K., Haramura H. (1995): Reexamination of Mocs and Tauti Chondritic Meteorites; Classification with Shock Degree, *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites,* Tokyo, 8:153-166.

Miyashiro A. (1961): Evolution of metamorphic belts. *J. Petrology* 2:277-311.

Miyashiro A. (1994): Metamorphic Petrology. UCL Press, London, 404 pp.

Müller W. (2003): Strengthening the link between geochronology, textures and petrology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 206:237-251.

Oberhänsli R., Hunziker J.C., Martinotti G., Stern W.B. (1985): Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone; an example of Eo-Alpine eclogitization of Permian granitoids in the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps, Italy. *Chem. Geol.*, 52:165-184.

Oberhänsli R., Goffé B. (2004): Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps – Introduction. *Mitt.Österr.Miner.Ges*, 149:115-123

Onstott T.C., Phillips D., Pringle-Goodell L. (1990): Laser microprobe measurement of chlorine and argon zonation in biotite. *Chem. Geol.*, 90:145-168.

Palache C., Vassar H. (1925): Some minerals of the Keweenawan copper deposits: Pumpellyite, a new mineral; Sericite; Saponite. *American Mineralogist*, 10:412-418.

Parrish R., Nowell G., Noble S., Horstwood M., Timmermann H., Shaw P., Bowen I. (1999): LA-PIMMS: a new method of U-Th-Pb geochronology using micro-sampling techniques. *J. Conf. Abstr.*, 4, 799.

Parsons I., Brown W.L., Smith J.V. (1999): $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronology using alkali feldspars: real thermal history or mathematical mirage of microtexture? *Contrib. Mineral. Petrol.*, 136:92-110.

Passchier C.W., Trouw R.A. (1996): Microtectonics, Springer-Verlag, 289 p.

Pavelescu L. (1957): Contribuții la studiul unor eclogite din Munții Sebeşului. *Buletin Ştiintific, sect. Geol., Geogr.*, t.2:187-200

Philippot P., Rumble D. III (2000): Fluidrock interactions during high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphism. *Int. Geol. ev.*, 42:312-327.

Provost A. (1990): An improved diagram for isochron data. *Chem. Geol.* 80: 85-99.

Rădulescu D. (1961): Date noi asupra lotritelor din RPR. *Comun. Acad. RPR*, XI/1:103-110.

Rădulescu D. (1962): Contribuții la cunosaşterea mineralelor din zăcămintele de mangan din Moldova de nord. *D.S.Inst.Geol.*, XLIII.

Rădulescu D. (1980): Petrologia rocilor metamorfice - curs universitar. Univ. Bucureşti: 196 p.

Rubatto D., Gebauesr D., Compagnoni R. (1999): Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **167**:141-158.

Rubatto D. (2002): Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.*, **184**:123-38.

Savu H. (1959): Meteoritul pietros de la Tăuți (1937). *St. Cerc. Geol.*, **2** (IV), 273-280.

Săbău G. (2000): A possible UHP-eclogite in the Leaota Mts. (South Carpathians) and its history from high pressure melting to retrograde inclusion in a subduction melange. *Lithos*, **52**:253-276.

Schaller M., Steiner O., Studer I., Frei R., Kramers J.D. (1997): Pb stepwise leaching (PbSL) dating of garnet - addressing the inclusion problem. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt*, **77**:113-121.

Scherrer N.C., Engi M., Berger A., Parrish R.R., Cheburkin A.K. (2002): Nondestructive chemical dating of young monazite using XRF: 2, Context sensitive microanalysis and comparison with Th-Pb laser-ablation mass spectrometric data. *Chem. Geol.*, **191**:243-255.

Schrauf A. (1874): Untersuchung eines neuen Mineral's, genannt Veszelyit, *Anz. k. Akad. Wiss.*, Wien, **11**:135–137.

Seydoux-Guillaume A.M., Goncalves Ph., Wirth R., Deutsch A. (2003): Transmission electron microscope study of polyphase and discordant monazites: site-specific specimen preparation using the focused ion beam technique. *Geology*, **31**:973-976.

Sheppard S.M.F., Schwartz H.P. (1970): Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **20**:306-356.

Sletten V.W., Onstott T.C. (1998): The effect of the instability of muscovite during in vacuo heating on 40Ar/39Ar step-heating spectra. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**:123-141.

Smulikowski W., Desmons J., Harte B., Sassi F.P., Schmid R. (2003): Towards a unified nomenclature in metamorphic petrology – Types, Grade and Facies. A proposal on behalf of the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks, Web version: 1-11.

Sobolev N.V., Shatsky V.S. (1990): Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation. *Nature*, **343**:742–746.

Spear F.S. (1989): Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. In F.S. Spear and Peacock S.M., Ed.,

Metamorphic pressure-temperature-time paths, Short Course in Geology, American Geophysical Union, Washington, D. C:1-55.

Spear F.S. (1993): Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 799 p.

Stanciu V., Stoicovici E. (1943): Meteoriţii din România. *Rev. Muz. Mineral. Geol. Univ. Cluj la Timişoara, VII* (1-2), 3-34.

Stöffler D., Keil K., Scott E.R.D. (1991): Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 55:3845-3867.

Stöffler D., Grieve R.A.F. (2003): Towards a unified nomenclature of metamorphic petrology – Impactites. A proposal on behalf of the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Web version.

Swamy V., Saxena S.K., Sundman B., Zhang J. (1994): A thermodynamic assessment of the silica phase diagram. *J.Geophys. Res.*, 99:11787-11794.

Thöni M., Jagoutz E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm- Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56:347-368.

Tomaschek F., Kennedy A., Villa I.M., Lagos M., Ballhaus C. (2003): Zircons from Syros, Cyclades, Greece – Recrystallization and mobilization of zircon during high pressure metamorphism. *J. Petrol.*, 44:1977-2002.

Tschermak G. (1874): Ludwigit, ein neues Mineral aus dem Banate, *Tschermak's Min. Mitt.*, 59-66.

Turner F.J. (1968): Metamorphic petrology, mineralogical and field aspects. McGraw-Hill, New York, 403 p.

Udubaşa G., Ilinca G., Marincea Ş., Săbău G., Rădan S. (1992): Minerals in Romania: The state of the art 1991, *Rom. J. Mineralogy*, 75:1-51.

Valley J.W., O'Neil J.R. (1981): $^{13}C/^{12}C$ exchange between calcite and graphite: a possible thermometer in Grenville marbles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45:411-419.

Vance D., Müller W., Villa I.M. (2003): Geochronology: linking the isotopic record with petrology and textures - an introduction. *In*: „Geochronology: linking the isotopic record with petrology and textures“, Vance D., Müller W., Villa I.M. (Eds). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 220:1-24.

Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. (1996): Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to

Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **122**:337-358.

Villa I.M., Ruggieri G., Puxeddu M. (1997): Petrological and geochronological discrimination of two white-mica generations in a granite cored from the Larderello-Travale geothermal field (Italy). *Eur. J. Mineral.*, **9**:563-568.

Villa I.M. (1998): *Isotopic closure*. Terra Nova, **10**:42-47.

Villa I.M., Hermann J., Müntener O., Trommsdorff V. (2000): $^{39}Ar$-$^{40}Ar$ dating of multiply zoned amphibole generations (Malenco, Italian Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**:363- 381.

Villa I.M. (2001): Radiogenic isotopes in fluid inclusions. *Lithos*, **55**:115-124.

Villa I.M (2004): Geochronology of metamorphic rocks. *Per. Mineral.*, **73**:259-271.

Wada H., Suzuki K. (1983): Carbon isotopic thermometry calibrated by dolomite–calcite solvus temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**:697–706.

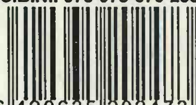
Wells R.A. (1977): Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**:129-139.

Whitehouse M., Kamber B.S., Moorbath S. (1999): Age significance of U-Th-Pb zircon data from early Archean rocks of West Greenland - a reassessment based on combined ion microprobe and imaging studies. *Chem. Geol.*, **160**:201-224.

Winkler H.G.F. (1976): Petrogenesis of metamorphic rocks, $4^{th}$ Ed. Springer-Verlag.

Winter J.D. (2001): An introduction to igneous and metamorphic petrology, Prentice Hall, 697 p.

Yardley B.W.D (1989): An introduction to metamorphic petrology, Longman, Earth Science Series: 248 p.


I.S.B.N.: 978-973-670-233-4
6 420635 202473